南秦岭勉略缝合带蛇绿岩与火山岩



赖绍聪　秦江锋　著



科学出版社
www.sciencep.com

(P—1940.0101)

南秦岭勉略缝合带
蛇绿岩与火山岩

ISBN 978-7-03-025682-9

9 787030 256829 >

定价：58.00 元



南秦岭勉略缝合带蛇绿岩与火山岩

赖绍聪　秦江锋　著

国家自然科学基金重点项目(49732080、40234041)
中国博士后科学基金
教育部高等学校优秀青年教师教学科研奖励计划
陕西省教委专项科研基金(98JK110)

科学出版社
北京

内 容 简 介

造山带蛇绿岩和相关火山岩的岩石学和地球化学研究对反演造山带演化历史具有重要意义。本书运用现代火成岩成岩理论及岩石大地构造学的技术方法，对秦岭造山带勉略缝合带的蛇绿岩和相关火山岩进行了系统研究，对勉略洋盆的发育过程、发育时限及其与东古特提斯洋的关系提出了新的见解。

本书内容丰富，资料翔实，系统性强，立论有据，富有创新，可供地质学、地球化学、地球物理学等相关大专院校师生和科研单位的科技人员参考阅读。

图书在版编目(CIP)数据

南秦岭勉略缝合带蛇绿岩与火山岩/赖绍聪，秦江锋著. —北京：科学出版社，2010

ISBN 978-7-03-025682-9

Ⅰ. 南…　Ⅱ. ①赖…②秦…　Ⅲ. ①秦岭-地缝合线-蛇绿岩②秦岭-地缝合线-火山岩　Ⅳ. P588. 192

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2009)第 174078 号

责任编辑：罗　吉/责任校对：陈玉凤

责任印制：钱玉芬/封面设计：王　浩

科学出版社 出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码：100717

http://www.sciencep.com

新蕾印刷厂 印刷

科学出版社发行　各地新华书店经销

*

2010 年 1 月第　一　版　开本：B5(720×1000)

2010 年 1 月第一次印刷　印张：17

印数：1—1 000　字数：350 000

定价：58.00 元

(如有印装质量问题，我社负责调换)

前　　言

板块构造是当代地球科学发展的最主要成果之一，现今它正处于新的重要深化发展时期，其中大陆地质就是其发展最重要、最好的场所，大陆动力学研究已成为当代地学发展的最重要前沿领域之一。近年来，岩石构造组合、岩浆活动、岩浆起源与演化已成为研究大陆构造及其动力学、尤其是古板块构造的重要支柱和主要基础。火成岩化学特征直接依赖于源岩的性质、局部熔融条件与岩浆演化机理。因而，出现了一个新趋势——为了正确地反演古板块构造演化，必须把深部地球化学与地质学、岩石学研究紧密地结合起来。蛇绿岩是板块汇聚带中古洋壳和上地幔的残留，板块构造学说提出以后，蛇绿岩研究一直是大陆板块再造的基点。20 世纪 80 年代以来，随着大陆动力学问题的提出，从大陆动力学的高度，以蛇绿岩、火山岩为对象，系统地研究古大洋形成—拆离—俯冲—仰冲—侵位的时空演化，研究蛇绿岩带壳幔演化、幔源岩浆系列演化以及洋壳的形成和演化及其构造环境等正成为现代大陆动力学研究的前缘和焦点。

全球大陆内，地壳浅部主要表现为三种构造形态，即挤压造山带、大陆裂谷带和克拉通，它们分别对应山根与造山岩石圈根、地幔热柱和大陆（岩石圈）根。我们认为，浅部构造形态是对壳幔深部构造的一种响应，壳幔岩石学结构是大陆构造演化的重要记录，而深部构造与浅部构造的某些不协调是“物质—热—力”传送过程的记录。因此，深部与浅部构造的不协调，正是我们追溯下地壳及上地幔物质组成、热状态、壳幔层圈间相互作用以及它们对造山带造山深部动力学过程约束的重要依据。火山岩（蛇绿岩）作为岩石探针正在成为研究造山带深部过程与浅部响应的重要支柱之一，它与物理学和岩石物理化学的基本原理的有机结合乃是模拟大陆动力学与建立各种模型的理论基础。研究地壳及上地幔的岩石学方法主要来自三个方面：①出露于地表的深部陆壳岩石；②由岩浆或构造作用带到地表的深部岩石包体或块体；③火成岩（火山岩与侵入岩）中包含的岩浆源区的化学与物理化学信息。基于岩石学与地质压力计研究，并将原生玄武岩浆起源的

深度作为软流圈的顶界面，我们可以建立壳幔岩石学结构。对于秦岭勉略构造带这样一个经历多次岩浆-构造-热事件的地区来说，古壳幔结构的建立将依赖于岩石学（火成岩岩石学探针）方法与大地构造研究的有机结合，并充分考虑到后期改造比较弱的地段以及还保留在壳幔岩石学结构中的残余信息，以此较为有效地推演岩石圈深部动力学及大陆造山带深部动力学过程。

秦岭—大别山是中国大陆上具有代表性的重要造山带，它以其经历漫长多期构造演化和复杂多样的组成与结构而著称。20 世纪 90 年代以来所开展的综合系统研究，取得了重要新发现、新成果、新进展，使秦岭造山带研究深化提高推进到一个新的研究阶段。但由于秦岭造山带的长期复杂性，一些基本的问题解决了，还有一些问题遗留下来，而更重要的是又新发现了一些重要关键性科学问题，其中最突出的一个问题是秦岭造山带南缘勉略构造带的属性、演化及其东西延展。勉略构造带是指秦岭造山带南缘，以勉县—略阳蛇绿构造混杂岩带为代表，东西延展，向西可连接昆仑，向东则为巴山—大别山南缘逆冲推覆掩盖，局部残留，原应是秦岭造山带中除商丹板块主缝合带外，又一新的板块缝合带，现今它也是一个东西向横贯我国大陆中部的、以逆冲推覆断裂构造为骨架的巨型复合构造带，具有重要大地构造意义。显然，对该蛇绿构造混杂带的重点解剖将是厘定和确认秦岭—大别山第二条缝合带的存在、演化及其大地构造属性问题的关键所在，勉略构造带是否的确可作为秦岭—大别山组成部分和中国大陆最后拼接的主要具体结合带之一，以及关于其组成、形成与演化的探讨将直接关系到秦岭—大别山乃至整个中国中部新的大地构造格局的建立。

作者及其研究团队从 1994 年 5 月开始，15 年来先后主持并完成了国家自然科学基金重点项目“勉略构造带的组成、演化及其动力学特征”（49732080）二级课题——秦岭勉略构造带岩浆作用及造山带深部动力学、国家自然科学基金重点项目“西秦岭—松潘构造结形成演化与大陆动力学研究”（40234041）二级课题——松潘构造结东南结点中新生代岩浆作用及其深部动力学、中国博士后科学基金会课题“秦岭造山带勉县—略阳缝合带蛇绿岩与火山岩岩石-地球化学研究”、教育部高等学校优秀青年教师教学科研奖励计划、陕西省教委专项科研基金项目（98JK110）“秦岭造山带勉县—略阳地区蛇绿岩地球化学及超镁铁质糜棱岩型金矿床”、“秦岭巴山弧石泉—饶峰混杂带蛇绿岩与

金矿化”及西北大学科研基金项目“花山蛇绿混杂带地球化学”等一系列有关南秦岭勉略缝合带蛇绿岩与火山岩的各级各类项目。本书主要是对这些研究工作的综合和提升，同时充分参考并引用了国内外同行专家在本领域的研究成果，是目前关于勉略缝合带蛇绿岩（包括超镁铁质岩、辉长岩、堆晶辉长岩、辉绿岩墙群以及火山岩）岩石地球化学及岩石大地构造学方面的一份系统、详细的科学研究成果。

15 年来，先后参加上述科研工作并做出实质性贡献的科技人员和研究生有 20 余人，本书所列作者仅仅是他们中的持续研究者和对本书的撰写完成的主要贡献者。在此，首先感谢对相关研究做出贡献的陈家义高级工程师、杨永成高级工程师、李曙光院士、孙勇教授、钟建华教授、裴先治教授、李三忠教授、董云鹏教授、李亚林教授、张成立教授、王涛研究员、陈亮博士、第五春荣博士、刘鑫硕士、李永飞硕士、王娟硕士、高明硕士、冯涛硕士、彭胜琴硕士、李学军硕士、臧文娟硕士等所有同仁。需要特别指出的是，中国科学院院士、西北大学教授张国伟先生是引领本书作者进入该研究领域的导师，自 1994 年 5 月作者首次介入南秦岭勉略缝合带蛇绿岩与火山岩的研究工作起，15 年来他始终高度关注本项研究工作，并一直对研究工作给予最为关键的学术指导，本项研究成果的核心内容均是在张国伟院士的直接指导下完成的。在此，特别感谢张国伟院士长期以来的指导、关心和帮助。

赖绍聪　秦江锋

2009 年 1 月于西安

目　录

CONTENTS

第一章　导　　论

当代地球科学正处在建立新的地质科学知识体系的重大转折时期，面对当今资源、灾害、环境等重大社会问题的挑战，地质科学正积极加强其解决实际问题的能力，创立以地球系统演化理论、全球动力学和大陆动力学等若干新理论为核心的新地质科学知识体系。20 世纪 90 年代以来，地学研究已经揭示了大陆的复杂性和特殊性，大陆垂直增生与改造作用也是大陆生长的重要方式，大陆具有独特的物质增生与消减过程，大陆内部结构的多层性、层间活动性及非耦合性对岩石圈的刚性和整体运动方式提出了挑战。因而，把整个固体地球当作一个统一的动力学系统来看待，通过对大陆地质构造形迹、尤其是物质组成的研究，了解它们的形成过程、探索大陆形成和演化历史及其成因、寻找它们的主要驱动力和驱动机制，已成为大陆岩石圈的成因、演化及其动力学研究的中心课题。大陆动力学正成为当前和今后造山带研究的主要指导思想，它使以往以阐明板块运动学历史和板块边界相互作用为主要内容的造山带研究，转向阐明造山带岩石圈及其之下地幔系统中各圈层相互作用过程和动力学研究的新阶段。

第一节　造山带火山作用研究发展趋势

岩浆是地球各圈层之间物质与能量交换的载体。岩浆岩及其所携带的深源岩石包体包含着丰富的地球深部信息，是探测地球深部的“探针”和“窗口”，又是板块运动过程的全记录（Li and Liu，1991）。火山岩浆活动是岩浆作用的重要组成部分，是地球各圈层之间物质和能量交换的“使者”，也是地球内部质量、能量系统向外快速释放的重要形式之一（莫宣学等，2003），其样式和特点与地球构造动力学机制和全球构造环境密切相关。作为地球各个圈层（核-幔-壳）相互作用的表现形式，火山作用研究不仅涉及岩石圈动力学、核-幔相互作用、地幔对流等地学前沿领域，而且也是全球动力学和比较行星动力学的重要组成部分。

当今国内外的研究现状和趋势表明，古火山作用的研究绝不应当仅仅局限于探索火山作用本身的起源和演化，而应当将深部地幔过程（包括地幔去气作用，地幔中自由流体相的产生、形成、运移和聚集，地幔部分熔融和地幔交代作用，地幔柱-岩石圈相互作用等）、古火山作用（包括物理和化学机制、古火山机构的形成和演化等）、热液流体成矿作用（包括幔-壳-水圈-大气圈间的相互作用，热

液流体的来源、性质和组成，流体在幔-壳-水圈间的运动动力学，热液流体成矿过程动力学及其与热液流体排放裂隙系统的关系等）有机地加以关联，从而从更深的层次上探索大区域内地质-成矿演化过程的全貌（夏林圻，2001a）。

开展造山带火山岩石学研究的主要目的在于重溯造山带的构造-岩浆演化历史。纵观我国乃至全球的大陆造山带形成、演化历史，一个造山带往往经历了大陆裂解、大洋扩张、板块俯冲、洋陆转换、陆块拼合、碰撞和斜滑、碰撞后陆内伸展-盆山耦合和陆内造山新构造隆升等众多不同的构造演化阶段，这些不同的构造演化阶段和不同的构造环境均有特定火山岩浆作用与之相伴。因此，我们可以根据造山带形成、演化不同阶段火山岩浆作用的特点来重溯造山带的构造-岩浆演化历史，进而从更大尺度上加以对比，并在此基础上进行大陆或全球古板块的再造，预测其演化趋势，以探索造山带动力学、大陆动力学乃至比较行星动力学等重大科学问题（肖庆辉等，1994），具体如下：

① 造山带的三维结构及流变学性质；

② 岩石圈有效弹性厚度和屈服刚度包络面分析；

③ 岩石圈内部软层与软流圈的造山效应；

④ 不同构造体制的转化过程及动力学；

⑤ 造山作用过程的岩浆活动及其动力学；

⑥ 板块俯冲和碰撞以后的造山作用过程；

⑦ 山脉隆升机制及其对周围环境的影响；

⑧ 造山过程中的流体及其演化。

我国近20年来的研究揭示，在各个时代的大陆造山带（如祁连山、天山、昆仑山、秦岭、三江和兴安岭—内蒙古等）内，广泛分布着各种类型十分齐全的古火山岩系，它们保存了非常完整的从地幔柱上涌，导致大陆岩石圈拉伸、减薄，诱发产生大陆溢流玄武岩系，并随着大陆拉伸加剧，进而出现范围广大的大陆裂谷型火山活动，直至大陆分离，产生新的洋盆和大洋火山活动。由于地球深处双层地幔对流作用的驱动，洋盆扩张，并进而发生俯冲消减，相应形成完整的古沟、弧、盆构造-岩浆体系，直至洋盆闭合、碰撞造山、造山后陆内伸展和新生代隆升再造山的历史记录。

第二节　造山带火山作用研究的主要思路

按 Dickinson（1971）的定义，岩石构造组合（Petrotectonic Assemblage）是指板块边界或特定的板块内部环境特征的岩石组合。岩石构造组合分析是恢复古板块构造格局和历史最有效的手段之一，也是研究造山带火山作用与大地构造关系的基本方法。

为了将火山作用与大地构造有机地联系起来，在把岩石构造组合分析的思想

应用于造山带火山岩研究的过程中。莫宣学等（1993）和邓晋福等（1996）提出了构造岩浆类型的概念。它是指在一定构造环境下所产生的具有共同的岩石化学、地球化学特征的一种或几种火山岩组合或（和）侵入岩组合的总称。构造岩浆类型或岩浆岩构造组合体现了构造环境与岩浆作用之间的内在联系。不同的构造环境具有不同的动力学条件、不同的岩浆源区特征和不同的热状态，影响着岩浆的起源和演化机制，因而对火成岩组合和化学特征具有制约作用，形成不同的构造岩浆类型（或组合），进而又影响和制约着内生成矿作用，构成一个统一的构造-岩浆-成矿动力学体系。

正确鉴别构造岩浆类型（或组合）是火山岩研究中的一个基本任务，对大地构造和区域成矿的研究具有重要的意义。然而，值得注意的是，由于构造作用和岩浆作用的复杂性，岩浆岩特点和构造环境之间的对应关系也会出现复杂的情况。在同一构造环境中产生多种火成岩组合的情况是常见的，而在不同构造环境中出现具类似特点的火成岩组合的情况也不乏其例。因此，必须把构造岩浆类型与其他（沉积的、变质的等）岩石构造组合结合起来，进行综合的、全面的岩石构造组合分析，才能得到比较正确的认识（莫宣学，1992）。

实践表明，对于造山带古火山作用历史的重溯，单纯的岩石学研究已经无能为力，应当代之以通过区域构造-火山岩浆演化动力学研究途径，从研究区域火山岩自然共生组合、岩浆系列和地质构造环境入手，以查明区域火山岩石构造组合为核心，以追溯不同构造环境火山岩浆的起源、演化及其深部过程为关键，从总体上探索造山带尺度大区域内古火山岩浆活动的发生—演化—消亡历史。它不仅是当代地球科学或全球动力学的一个重要前沿领域，也是当代探索地球起源和演化的一项重要支柱。在研究中应特别强调区域构造学、构造地质学、地球物理学、卫星遥感地质学、岩石地球化学、同位素地球化学、矿物学、岩石学（着重区域岩石学和古火山构造岩相学）、火山岩浆学和流体（包括岩浆）包裹体等多学科的综合交叉运作（夏林圻，2001b）。

第三节　造山带火山岩的研究方法

鉴于造山带形成演化过程中往往经历了多期复杂的构造变动和大规模的推覆、走滑、滑脱，造山带火山岩不可能像非造山区的那样在广阔范围内稳定分布；相反，它常被切割成一些相对独立的块体，或称为构造岩片。这些岩片之间常以较大规模的断裂或韧性剪切带为界。在每个岩片内部基本上保持了各种岩石构造组合间原始的空间配置关系，并有自己的构造-岩浆演化特点与热历史。但每个岩片与其相邻岩片之间的关系是多种多样的，大致有三种：①相邻两岩片之间完全保持原始的空间配置关系；②原始关系虽经搅动，在两个相邻岩片之间造成了某种重叠、缺失或移位，但尚未达到不可恢复的程度；③两个

相邻岩片是本来毫无成因联系的“地体”，只是由于构造变动才使它们拼贴在一起。

第一种情况少见，而后两种情况在造山带是常见的。因此，率先运用构造解析和构造筛分的方法对造山带中各自然地质体有效地加以区分，乃是进行造山带火山岩研究的基础。首先对每个构造-岩片本身的火山岩和火山作用进行扎实的研究。了解其中各种岩石构造组合的空间配置关系，总结出它的构造-岩浆演化特点和热历史。然后，在此基础上将各个岩片进行联系对比，研究相邻岩片之间的边界性质和相互运动的方向，仔细地甄别它们之间的关系属于上述哪一种情况，最后获得所研究的造山带火山岩与火山作用全貌的认识（莫宣学等，2001）。

在造山带内各种成因和规模的混杂岩带是常见的，也应按照先分解、后综合的思路进行研究。必要时，应当基于充分的野外地质调查（包括仔细的填图和采样）以及岩相学和地球化学研究，不能仅靠路线研究。此外，造山带内的岩石常叠加着多期的变质变形。在这种情况下，应当尽量采取由新及老、层层“剥皮”的解析方法进行研究。

第四节　勉略缝合带蛇绿岩与火山岩研究思路与方法

一、造山带蛇绿岩研究现状

20 世纪 70 年代建立的蛇绿岩（Ophiolite）概念，认为出露在缝合带中的一套镁铁质-超镁铁质岩组合是大洋岩石圈的残留，岩性单元可以与现代大洋岩石圈的各个层圈一一对应，赋含丰富的古大洋地幔动力学信息和大地构造意义。

“蛇绿岩（Ophiolite）”一词最早由 Brongniart 于 1827 年命名。“ophiolite”词根来自希腊语“oph i”和“oph is”，即英文中的“Snake”和“Serpent”，也就是中文“蛇”的意思，用来描述绿色的斑状结构外貌的岩石。“蛇绿岩（ophiolite)”最初是比较混淆、缺乏定义性的术语，许多学者从不同方面来描述它（Coleman，1977）。约一个世纪前，Steinman 于 1906 年定义蛇绿岩是一种基性—超基性岩，并在 1927 年进一步完善蛇绿岩定义，认为是一套主要由蛇纹石化橄榄岩和少量辉长岩和玄武岩组成的群体，即所谓的“Steinman”三位一体，后来发现这种“岩套”是缝合带的主要组成成分。

20 世纪 70 年代初，随着板块构造学说的兴起，认为蛇绿岩是大洋扩张脊的产物在缝合带中的残留，并被广泛应用于全球构造系统的研究中（Dewey and Bird，1971；Coleman，1971，1977；Moores，1982）。按照出席美国地质学会彭罗斯会议（1972）有关蛇绿岩会议代表的意见，蛇绿岩应该是一种特殊的镁铁质岩至超镁铁质岩组合。不能把它用作一个岩石的名称或在填图中作为

一个岩性单位。一个发育完全的蛇绿岩中，岩石类型按下列顺序产出，从底部开始向上由下列岩石组成：超镁铁杂岩（由不同比例的方辉橄榄岩、二辉橄榄岩和纯橄榄岩组成，常具变质组构，或多或少蛇纹石化）→辉长杂岩（一般具有堆积结构，通常包含堆积的橄榄岩和辉石岩，它们经常比超镁铁杂岩变形程度差）→镁铁席状岩墙杂岩→镁铁火山岩（通常具枕状构造）→伴生的岩石，类型包括：①上覆的沉积剖面典型的是包括条带状燧石，薄层页岩夹层和少量灰岩；②普遍与纯橄榄岩伴生的豆荚状铬铁矿体；③钠长英质侵入岩和喷出岩。完整的剖面可能见不到，一种蛇绿岩可以是不完全的、解体的，或是变质了的蛇绿岩。这种层序系列通常认为代表了原始洋壳的结构。当构造带中镁铁质、超镁铁质岩石组合不具备这种组合层序时，则常常被假定为：其原始状态下具备这种系列，只是后来错位了。总之，关于蛇绿岩的经典看法是：①蛇绿岩均具有一个特定的蛇绿岩层序系列，至少在其原始状态下是这样；②最典型的蛇绿岩产于古俯冲带中。

事实上，大多数研究较详细的典型蛇绿岩系列均产于仰冲块体中，而不是在俯冲带岩石组合中。这就是说，在俯冲带中可以存在有具蛇绿岩或蛇绿岩层序系列的块体，但大部分出露在古俯冲带中的镁铁质、超镁铁质岩石却并不具有这种层序特征。这说明，它们中的许多可能一开始就不具有这种层序系列。因此，Miyashiro（1977）认为，如果出现特定的层序组合才是认定蛇绿岩的基本条件的话，那么很多俯冲带中的镁铁质和超镁铁质岩石都不是蛇绿岩，甚至很多俯冲带中根本就没有蛇绿岩；反之，如果认为俯冲带中的镁铁质岩石是典型的蛇绿岩的话，那么是否出现特定的层序组合则不能作为认定蛇绿岩的基本前提。20 世纪 80 年代以来，越来越多的研究表明，蛇绿岩可以形成于诸如岛弧、弧前和弧后盆地，以及小洋盆（红海型）和洋脊等各种不同的构造环境中。

随着地球化学技术的发展，以及深海钻探计划 DSDP（Deep Sea Drilling Program）和大洋钻探计划 ODP（Ocean Drilling Program）研究进展，世界各地蛇绿岩研究不断深入，表明大部分蛇绿岩的上部熔岩与现代大洋俯冲带上的火山岩相似，只有极少数与洋中脊一致，例如：塞浦路斯的 Troodos、纽芬兰的岛湾等蛇绿岩的上部熔岩序列不同于洋中脊，而与现代俯冲有关的构造环境中的火山岩较为一致，因而引起有关蛇绿岩形成的构造环境、侵位方式及其地球动力学等各个方面的争论。由此看来，蛇绿岩的形成构造环境大致可以分为两大类：①洋中脊（MOR）；②俯冲带上（SSZ）的弧前和弧后盆地等。

形成于洋中脊的 MOR 型蛇绿岩的上部火山岩一般为大洋拉斑玄武岩 MORB（Pearce，1984）。堆晶岩组成为纯橄岩、橄长岩和橄榄辉长岩，即岩浆结晶顺序为橄榄石—斜长石—单斜辉石（Pearce，1984），并且橄榄石的 Mg# 高于斜方辉石（斜方辉石的 Mg# 甚至低于 74）和单斜辉石（甚至低于 82）。地幔橄榄岩一般为二辉橄榄岩，含有少量的纯橄岩和方辉橄榄岩，一般不发育大型的铬铁矿床

(Pearce，1984)，并且 LREE 为亏损型，副矿物尖晶石的 Cr# 低于 60（Dick and Bullen，1984)。形成于俯冲带上的 SSZ 型蛇绿岩的上部火山岩为岛弧拉斑玄武岩 IAT 和玻安岩等（Pearce，1984)。堆晶岩组成为纯橄岩、异剥橄榄岩、单斜辉石岩、二辉石岩和辉长岩（Elthon，1991)，即岩浆结晶顺序为橄榄石—单斜辉石—斜方辉石—斜长石，并且斜方辉石、单斜辉石和橄榄石的 Mg# 较为接近。地幔橄榄岩类型主要为方辉橄榄岩，并且 LREE 富集，呈“U”形配分模式，世界上大型的铬铁矿床均产在该类型的蛇绿岩中（Pearce，1984)，地幔橄榄岩中副矿物尖晶石的 Cr# 高于 60（Dick and Bullen，1984)。

二、勉略缝合带蛇绿岩与火山岩研究目标

通过对勉略蛇绿混杂岩带的详细野外地质调查，结合岩石学、岩石大地构造学、地球化学的室内研究分析、总结再讨论，确定勉略带火山岩与蛇绿岩形成的大地构造环境、形成方式及其深部地幔状态和动力学背景，并确定研究区域的构造演化与深部动力学过程，阐明该区古板块构造演化历史、造山过程动力学机制，为探讨勉略缝合带的形成与演化乃至东古特提斯域和中国大陆造山带的基本特性、特征及大陆动力学探索提供重要的基础科学资料。

三、勉略缝合带蛇绿岩与火山岩研究内容

我们将现代大陆看作为长期地质、构造作用下的复杂拼合体，大陆的形成、演化、增生和保存有其特定的地质规律，并在很大程度上受深部动力学因素的控制。蛇绿岩套表征古洋壳，为古大陆的分界标志；大陆块体之间及洋内存在的相对独立的众多陆块可看作洋陆兼杂的陆块群，各块体的壳幔结构、构造形态与火成活动常有较大差异，从而成为研究下地壳和上地幔火成活动与地幔柱相互关系及造山带深部动力学的基础。

我们将研究区内蛇绿岩及火山岩的分布、产状、分层的野外剖面以及相互之间的关系和年龄研究与岩石地球化学研究紧密结合，将所获得的样品及其分析数据置于具体的地质构造和地质剖面中去分析，具体、翔实、准确可靠地识别不同成因和大地构造环境的岩石组合类型。主要研究内容如下：

1）对该区蛇绿岩、火山岩的岩石属性、特征、构造环境、空间分布与交接关系（筛除后期改造）厘定与分析，恢复重建该区域的洋陆空间构造格局。

2）通过与东古特提斯构造域中某些特征相似区域进行对比分析，使之处于大区域和全局下进行研究和恢复重建。

3）通过对勉略缝合带蛇绿混杂岩大地构造环境的厘定，推测其与周边各块体的汇聚拼合方式以及从深部到上部物质与结构的交接转换关系，探索它们的拼

合、聚集交接的形成演化机制与深部动力学背景与信息，研究可能的地幔流汇聚的地幔动力学与地壳响应的上部构造动力学过程与特征。

4）在以上研究的基础上，建立勉略缝合带古板块构造演化模型、俯冲过程及造山过程的岩石学模型，提出该区大地构造属性的岩石学、地球化学及深部岩浆动力学约束。

5）通过对以上内容的总结和综合对比，得出中国大陆是在什么样的岩浆动力背景下，造成印支期中国大陆主体拼接。

四、勉略缝合带蛇绿岩与火山岩研究方案

我们采用地质学、岩石大地构造学、火成岩岩石学深部探针、岩石物理化学、熔体-矿物平衡理论与痕量及稀土元素地球化学的紧密结合，吸收近10年大陆动力学及火成岩、蛇绿岩方面的新成果，探讨勉略缝合带火成岩、蛇绿岩的岩石地球化学特征及其大地构造属性，建立区内古板块构造演化的岩石学模型。主要研究方法及技术路线如下：

1）以1∶5万、1∶20万、1∶25万填图资料为基础，为区内地质构造及火成岩、蛇绿岩不同岩性段及岩石构造单元的野外关系提供可靠依据。

2）把构造-岩浆-深部过程作为岩石圈-软流圈系统一个统一的作用过程来研究。采用重点区段解剖与区域地质背景分析的结合。

3）强调地表地质与深部地质的结合及造山带的构造单元、岩石构造组合、火山作用的时空分布规律与事件序列，强调实验测试与野外地质的紧密结合，以系统剖面的样品采集和地质地球化学综合解析为基础，密切配合变质变形期次、变形层次的分析。

4）火山岩、蛇绿岩系列的划分与识别与板块构造环境的判别结合起来，对有蚀变的海相火山岩来说，要充分运用不活动痕量元素的研究，利用痕量元素岩浆演化模型、典型痕量元素比值及痕量元素矿物-熔体分配系数的研究。注意蛇绿岩与火山岩的成对性，更好地推演岩石圈的构造演化。

5）蚀变/变质作用将明显影响到本区浅变质火山岩的活泼元素（如K、Na、Si、Cs、Rb、Sr、U、Ba等），因此，这些元素含量常常不能代表样品原来的含量，我们将重点对那些不活泼元素（Nb、Ta、Zr、Hf、Th、REE、Ti等）进行元素地球化学讨论；并注重对于典型构造属性的同一个样品多种岩石学-地球化学特征与鉴别的一致性，以使某些地球化学构造环境判别图解的多解性尽可能降低到最小。

6）对岩浆的起源研究中，注意探求俯冲的洋壳、楔形地幔区与上覆陆壳三个源区的分别贡献，以及温度、压力和局部熔融程度等参数。对岩浆演化的研究中，阐述岩浆演化路线，与岩浆平衡和不平衡的矿物组合，岩浆演化时的温度、

压力等参数，进而探求分离结晶作用、同化混染作用与岩浆混合作用的分别贡献。

7）显微镜岩石学工作是重要基础，在此基础上选取代表性样品进行化学分析、痕量、稀土及同位素年代学分析，使得岩相学与地球化学上所得出的结论相互趋同并且相互印证。

8）定性研究与定量研究结合，开发已有的多种地质、构造、地球化学数据，建立研究区板块构造演化及造山作用过程的岩石学模型。

第二章　南秦岭勉略缝合带区域地质背景

第一节　秦岭造山带研究现状

秦岭造山带呈狭长带状东西向横贯于中国大陆中部，是中国中央造山系的重要组成部分，是具有长期复杂演化历史的典型复合型大陆造山带（李春昱等，1978；王鸿祯等，1982；Mattauar et al.，1985；Hsu et al.，1987；许志琴等，1988；张国伟等，1988，1996，2001；贾承造等，1988；任纪舜等，1980，1991；杨巍然、杨森楠，1991）。由于其特殊的大地构造位置及对我国大陆构造演化有特殊的大地构造意义，且是我国南北的地质、地理、生态、气候乃至人文的天然分界线，因而具有长期的研究历史。

关于秦岭造山带的形成与演化，20 世纪 70 年代末以来，不同学者运用板块构造理论进行研究，各自提出了不同的观点。主要认为秦岭造山带是华北与扬子（华南）两个板块的俯冲碰撞造山带（李春星等，1978；王鸿祯等，1982；Mattauer et al.，1985；Hsu et al.，1987；许志琴等，1991；张国伟等，1988，2001；贾承造等，1988；王清晨等，1989；任纪舜等，1991；任纪舜，1995；游振东等，1991；杨巍然、杨森楠，1991；吴正文等，1991；Kroner et al.，1993；张本仁等，1994），并强调其构造的大型逆冲推覆和走滑平移（许志琴等，1991；吴正文等，1991）。

随着国家大规模地质普查及国家自然科学基金重大项目“秦岭造山带岩石圈结构、演化及其成矿背景”的完成，秦岭造山带的研究达到了一个全新的层次。目前研究表明，它是由三个板块沿两个带经过三个大的阶段长期俯冲碰撞形成的复合型大陆造山带。现今的岩石学流变分层呈“立交桥”式的三维结构，地表模式为北西西向不对称扇状反向多层构造叠置的楔形体夹于华北、扬子两大陆块之间（张国伟等，1995，1996，2001）（图 2-1）。正是由于秦岭造山带的这一特点，因此引起国内外地质学家的广泛关注。

秦岭造山带通常指兴海盆地以东、南襄盆地以西的地段，以宝成铁路以西的徽成盆地为界，以西称为西秦岭，以东称为东秦岭。向西以温泉右旋走滑断裂和东昆仑造山带相接，再往西又受阿尔金左旋走滑断裂错移向西昆仑造山带延展；向东经南襄盆地与桐柏--大别山造山带相邻，受郯庐断裂左行走滑作用影响，延至胶南造山带和朝鲜中部的临津江褶皱带和京畿地块，最终受右旋走滑断裂错切而去向不明，有人认为与日本南北向构造带相连，有人认为向延吉地区延伸。东秦岭造山带其北部为华北板块，南部为华南板块；西秦岭造山带北部为祁连山造

山带，南部为松潘—甘孜造山带（图 2-1）。

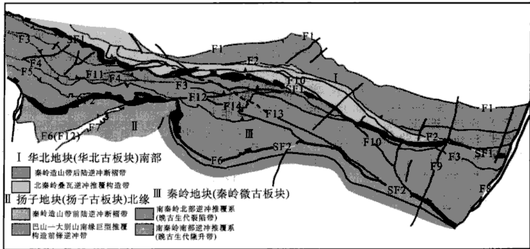


图 2-1　秦岭—大别山造山带主要构造单元

Fig. 2-1　Main tectonic unit of the Qinling-Dabie orogenic belt

SF1. 商丹缝合带；SF2. 勉略缝合带；F1. 秦岭造山带北缘向北逆冲推覆断裂带；F2. 北秦岭北缘逆冲断裂带；F3. 临潭—板岩镇—磨子潭断裂带；F4. 舟曲—江口断裂带；F5. 迭部—武都—状元碑断裂带；F6. 青川—勉县—巴山断裂带；F7. 北川—宽川铺逆冲推覆断裂带；F8. 郯城—庐江断裂带；F9. 团凤—麻城断裂带；F10. 朱阳关—黄陵断裂带；F11. 徽成断裂带；F12. 阳平关—宁陕断裂带；F13. 郧县断裂带；F14. 公馆—十堰断裂带

因为其特殊的大地构造位置和对整个东亚构造演化有着特殊的意义，因此它具有较长的研究历史。关于秦岭造山带的形成和演化，从新中国成立以后，学者们就开始运用不同的构造研究理论提出各自不同的观点。20 世纪 50～60 年代，槽台学说是研究秦岭的主导思想，将秦岭作为华北与扬子地台之间的活动地槽（黄汲清，1954，1960；张文佑，1957；张伯声，1984；姜春发，1993；阎廉泉，1963），这一时期由于受到槽台学说的制约，不能从岩石圈动力学尺度探讨秦岭的形成与演化规律，但是为将来的研究累积了大量的基础地质资料和见解。20 世纪 70 年代以后，随着板块构造理论的广泛应用，以及板块俯冲-碰撞造山模式的建立，使得对秦岭的研究有了长足的进步，对秦岭认识转变到了华北和扬子两大板块俯冲碰撞造山作用的结果（李春昱等，1978；王鸿贞等，1982；Mattauer et al.，1985；Segor，1985；Hsu et al.，1987；许志琴等，1988，1991；张国伟等，1988，1995，2001；贾承造等，1988；王清晨等，1989；任纪舜等，1991，1995；游振东等，1991；杨蔚然、杨森楠，1991；吴正文等，1991；张本仁等，1994）。在此基础上，不同学者对秦岭板块构造模式和演化过程提出了不同的见解；Mattauer 等（1985）和许志琴等（1988）从构造变形认为，秦岭为加里东期造山带自晚古生代起进入陆内造山阶段，但多数研究者从区域构造演化

角度研究认为，秦岭为印支期造山带（Segor，1985；Hsu et al.，1987；张国伟等，1988；王清晨等，1989；Reichmannn et al.，1990；Kroner et al.，1993）；同时，因研究程度及角度不同，曾被二分为北秦岭、南秦岭（张国伟等，1988；张本仁等，1996）或三分为北秦岭、中秦岭和南秦岭（许志琴，1988；任纪舜，1995；张二朋等，1993）。近年来，地质、地球化学和地球物理的综合研究明确了秦岭造山带的结构、构造、物质组成、深部状态，构造单元划分也取得了重大的突破（图 2-1）。

最新研究表明，秦岭造山带主要经历了三个主要大地构造演化阶段（张国伟等，1995，2001）：①早期（$Ar\text{-}Pt_{2\text{-}3}$）两类不同造山带基底形成阶段；②主造山期（$Pt_3\text{-}T_2$）的多板块俯冲碰撞造山过程；③中新生代陆内造山阶段。相应形成秦岭造山带三大套基本构造岩石地层单位：①两类不同基底岩系：前寒武纪结晶基底（$Ar\text{-}Pt_1$）和过渡性基底（$Pt_{2\text{-}3}$）；②主造山作用期间受板块和垂向增生构造控制的相关构造岩石地层单元（$Pt_3\text{-}T_2$）；③后造山陆内构造单元岩石地层单元（Mz-R）。

秦岭造山带经历了长期构造演化，现今的地壳结构构造主要是主造山期三板块沿两缝合带俯冲-碰撞造山作用和后造山期陆内造山作用形成的，其中现今构造格架包容了先期残存构造，并叠加了后期构造，是形成统一而又包含多期不同力学机制与成因的多种构造组合。特别是后主造山期在主造山期构造基础上，华北和扬子地块分别沿秦岭南北两侧向秦岭之下俯冲，形成北部沿宝鸡—潼关—宜阳—鲁山—淮南一线自南向北的逆冲推覆构造带，发生于白垩纪（100Ma）和南部以阳平关—巴山弧—青峰—襄广断裂为主滑脱面的自北向南的多层次逆冲推覆体系，并复合以佛坪穹隆为代表的穹隆构造，总体构成了造山带现今不对称扇状陆壳叠置的构造几何学模型。

通过地球物理、地球化学等沿横越秦岭的地学断面的多学科综合研究，它们共同反映出秦岭造山带现今的岩石圈和深部地幔结构纵横向极其不均一，组成复杂，具明显分层、分块结构。纵向具岩石圈上、中、下三分层，结构从上部以近东西向构造为主，经中部水平流变过渡层到深部南北向地幔流变结构与状态，上下呈近于直交或斜交关系，呈现为非耦合的圈层关系，总体构成具流变学分层的“立交桥”式三维结构几何学框架模型（张国伟，1996，2001），反映了先期形成的陆壳结构构造，在新的地幔动力学调整过程中是如何响应深部过程而逐步改造和适应的。

秦岭复合型大陆造山带具有多期不同构造体制下复杂的构造演化过程，其形成是有限洋盆或多个小洋盆与不同的岩石圈板块、微型板块、地块间相互作用与拼合的结果。与世界其他主要造山带相比，既具有造山带普遍的共性，又有着其独特的特点。根据秦岭造山带的研究现状以及地球科学的发展，秦岭造山带现有的研究还有以下主要关键问题仍需要研究、探索：①秦岭造山带性质、类型，它

在东古特提斯构造域和中国大陆完成其最后主体拼合中的作用及大陆动力学意义；②秦岭造山带元古宙构造体制与造山带演化的构造体制转换及其大地构造意义；③秦岭造山带现今深部地幔状态、演化与陆壳响应，后造山急剧隆升与全球变化关系趋势。尽管对秦岭造山带进行了长期的研究，取得了一系列重要成果，但是仍然有一些问题存在争论，仍待解决；而且还有不断发现的新问题，如勉略带问题，还需要不断深入持续地进行新的研究。

第二节　勉略缝合带区域构造背景

勉略缝合带是秦岭造山带继商丹缝合带后另一条重要的板块缝合带。处于昆仑—秦岭—大别造山带南缘，以勉略蛇绿混杂岩为代表，东西延展，向东经西乡下高川为巴山弧形逆冲推覆构造所掩盖，至湖北随县花山蛇绿混杂岩带，直至大别南缘；向西经康县—文县—南坪弧形逆冲推覆构造带至若尔盖北缘的南坪—玛曲一线至阿尼玛卿山的玛沁、花石峡、布青山蛇绿混杂岩带至东昆仑南缘。由于后造山期中新生代以来构造的叠加改造，因此很多地段为后期逆冲推覆构造带所掩盖仅呈局部残留状态，但是仍可以恢复重建出一条呈东西走向贯穿中央造山带南缘，由不同蛇绿混杂岩、弧火山岩和不同性质、类型陆缘沉积构造岩块、岩片及花岗岩等组成的大型板块缝合带。

地层对比分析表明，勉略到巴山弧形带内缺失 O-S 岩层而发育 D-C 深水浊积岩、碳硅质岩等陆缘沉积岩系为独特特征，而与其南北两侧大范围缺失 D-C 岩层恰成鲜明对照，显著不同。勉略带北侧，属南秦岭褶皱带，主要由一套碎屑岩、碳酸盐岩、硅质岩呈韵律性组成的类复理石建造，属古生代冒地槽沉积产物。勉略带南侧属摩天岭褶皱带，主要由元古代碧口群火山-沉积变质岩系组成，属一套海底喷发细碧-角斑岩建造，具典型优地槽特点，南北两侧具有截然不同的沉积环境和构造格局。

秦岭造山带现今南界即为勉略缝合带，东自随县—襄樊—房县—高川—石泉—勉县—略阳—康县—文县—南坪，向西北与东昆仑阿尼玛卿缝合带相连，为一巨型正弦波状自北向南的逆冲推覆构造带。

秦岭造山带另一条重要的分划性构造带即为商丹缝合带。其西延经天水—青海湖南部，在柴达木盆地北缘穿过，直至被阿尔金断裂所截。从阳平关断裂经勉县向东沿宁陕—板岩—耀岭河—毛堂—内乡—黄店—广水—英坡断裂为界，以北的秦岭造山带内前寒武纪基底性质和时代与其南部的有明显差别，有可能是早元古代的一条重要分界线。

勉略带与商丹带构成了秦岭造山带的南北界线，形成了现今所观察到的两缝三块，即商丹蛇绿混杂构造带和勉略蛇绿混杂构造带为代表的北秦岭洋盆和南秦岭洋盆，及其分隔的华北板块、扬子板块和秦岭微板块。

一、区域褶皱轮廓

区域褶皱的展布特征直接关系到基本层序的建立，勉略带现今的三维几何学结构是从南坪—文县—康县，至略阳—勉县—高川，向东经城口—房县，平面上总体为一"W"形延伸，呈一似剪切正花状构造，以近直立的状元碑断裂为界，北部由向北逆冲断层组成，南部由向南逆冲断层组构成，所以勉略带现今总体构造几何学样式构成不对称扇状结构。蛇绿混杂岩带分别被巴山弧及城口—房县逆掩带、文县—南坪逆掩带自然分割为三段，即勉县—略阳段、花山段、阿尼玛卿段。南部为刚性的扬子地块，北部为非刚性的秦岭微板块，因而复合了佛坪穹隆构造；再北部为近东西向或北西西向延伸的商丹缝合带。这种边界几何学特征具有十分重要的意义，可以与印度板块和欧亚大陆碰撞的边界作对比。城口—房县断裂及巴山弧的几何形态表明扬子板块在该段前缘为一倾斜平面，以向南逆冲的大型推覆岩片叠合为特征，并在宏观上组成一花状构造的南翼；同理，文县—南坪—康县弧形带以南的基底前缘亦应该为一个向北俯冲的北倾倾斜面。南坪—高川段勉略带及两侧次一级不对称花状构造的三维几何形态总体主要由三部分组成，以状元碑断裂为界，北部为一系列向北俯冲为主的推覆岩片组成，主要有留坝强剪切逆冲带、新院岩浆弧冲褶带、谈家庄逆冲-推覆带、酒奠梁逆冲前锋带（陈家义等，1997）；中部由状元碑断裂与荷叶坝断裂间的主体向南逆冲的推覆岩片组成，荷叶坝断裂南部为勉略洋裂解初期为主的建造组成受后期向南逆冲改造的踏波岩片。状元碑断裂以北的推覆范围宽于以南，从而总体呈不对称几何结构。花状构造的组成构造总体形成于碰撞期（含陆内碰撞期），但北部逆冲断裂被下侏罗统覆盖，南部卷入逆冲推覆的地层包括白垩系，故向北逆冲断裂系形成时间（T_3）略短于向南逆冲断裂系（T_3-K_1）。

二、构造单元划分

勉略缝合带南坪—高川段是东、西秦岭交接、变形最强、收缩最窄、动力学机制转换的重要地带。该区地层经历了不同程度的沉积与构造复合混杂，并经历了变形、变质、变位，使得一些带内或构造域内全部无序、部分无序或时代保存可恢复的有序态。更加重要的是，在这一狭窄区内出露有不同时代、相同构造环境或相同时代、不同构造背景下的物质建造，原本属于不同构造单元，但是现在聚集在同一构造带内。因此，对该区进行构造单元划分是十分有必要的，并尽可能地对其进行复位、定年研究，才可以进行古地理重建，最终恢复其大地构造演化史。

我们根据南坪—高川段勉略缝合带及邻区出露的地层、构造、岩浆和变质作用等特征，在大地构造相和构造变形分析基础上，综合其他研究成果，将该区构

造单元系统划分为四个一级构造单元及若干个相关的岩片组，岩片组又根据其独立性分为若干个岩片（表 2-1）。它们皆以一些主要断裂或韧性剪切带或混杂变形基质带为界，构成一个复杂的构造岩片系统。

表 2-1　勉略缝合带南坪—康县—高川段及邻区构造单元划分（据李三忠、张国伟，1999 修改）

Table 2-1　The divided of tectonic unit for MianLue ophiolite belt (Nanping-Kangxian-Gaochuan)

秦岭微板块	基底隆起	佛坪穹隆（Ar_3? -Pt_1）	勉略缝合带	弧内裂陷	西水岩片（C-P?）
		马道杂岩（Pt_1）		大陆边缘弧	东柳岩片（C-P?）
		牛山—凤凰山穹隆（Pt_{2-3}）			饶峰岩片（C-P-T_1）
	下古生界岩片组	洞河岩片（Є-O，S）			孙家河岩片（C-P-T_1）
		窑坪—接口冲断带（O）		洋岛岩片组	碾坝岩片（C-P-T_1）
		徐家坪—白石沟褶冲带（S_1）			豆坝岩片（C-P-T_1）
		迷坝—光头山冲褶带（S_{2+3}）			刘坝岩片（C-P-T_1）
		白龙江—舟曲—迭部岩片（S_{1-3}）			琵琶寺岩片（C-P-T_1）
					康县岩片（C-P-T_1）
	上古生界岩片组	刘岭—舒家坝岩片（D-T_2）			隆康岩片（C-P-T_1）
		旬阳岩片（D-P）			塔藏岩片（C-P-T_1）
	三叠系	章县型（T_1-T_2）		碰撞构造沉积楔形体	长坝岩片（D，C?）
		留凤关型（T_1-T_{2+3}）			张崖沟岩片（?）
		南坪型（T_{1+2}-T_{2+3}）		北大陆边缘岩片组	状元碑岩片（C_1）
勉略缝合带	基底岩片组	莫莫山岩片（Z）			朱家山岩片（D_{2+3}）
		鱼洞子岩片（Ar_3）			高川岩片（Є$_1$，D-T_2）
	前大陆边缘岩片组	金家河岩片（Є-S）			天台山岩片（T_{1-2}?）
		踏波岩片（D_1-C_1）	松潘甘孜造山带	碧口微板块	鱼洞子岩片（Ar_3）
		文县岩片（D）			大安岩片（Pt_1）
	洋壳岩片组	黑沟峡岩片（D）			陈家坝岩片（Pt_2）
		文家沟—庄科岩片（C-P）			碧口岩片（Pt_{2-3}）
		琵琶寺岩片（C-P?）			雪花太坪岩片（Z-Є$_1$）
	初始岛弧	乔子沟岩片（C-P?）		龙门山岩片	新铺推覆体（O_1-S_{1+2}）
	成熟岛弧	三岔子岩片（C_1）			刘家坪推覆体（Pt_2-S）
	古老岛弧(?)	鞍子山岩块（C-P?）			白水街推覆体（Pt_2-P）
	弧内裂陷	白勉峡岩片（D-C_2）	扬子地块	四川前陆盆地巴山段（T_2-E）	
		两河岩片（C-P?）		四川前陆盆地龙门山段（T_3-E）	
		五里坝岩片（C-P?）		汉南隆起（基底 Ar_3-Pt_2 及盖层 Pt_3-S_{1+2}、P-T_2）	

在不同一级构造单元内，构造岩片系统的组合型式有所不同。王国灿等（1997）将一级构造单元内部岩片的组合分为推、滑覆构造变形方式形成，秦岭微板块内多为此类组合型式。平行排列式一般为走滑变形所致。透镜状网络式可出现于各种复杂变形运动强烈区，勉略带多为此类组合型式。这些组合型式及形成时期可与东昆仑山对比（王国灿等，1997），即强烈的构造混杂作用开始于海西期（尤其是秦岭微板块），基本定型于印支期。后又遭中新生代陆内造山作用叠加改造，以中下侏罗统勉县群卷入了推覆构造就是一个实例。

三、主要边界断裂及韧性剪切带特征

勉略缝合带及邻区的主要边界断裂及韧性剪切带较多（图 2-1），而且多数具有晚期不同程度的走滑叠加性质，可将它们初步划分为两大类：单一型和复合型。前者又可分为韧脆性或脆性逆冲推覆断层、脆性走滑断层、脆性伸展正断层、顺层滑脱韧性剪切带（层）；复合型断层常见有：顺层滑脱韧性剪切带与脆性逆冲推覆断层或与脆性逆冲推覆断层部分复合、高角度韧脆性逆冲断层与走滑断层的部分复合等。

1. 酒奠梁—板岩镇大断裂（F_6）

西起甘肃两当附近，向东经酒奠梁—镇安—板岩镇，于山阳以东交于山阳—内乡断裂上，呈东西向延伸，北倾，倾角 50°～60°，发生于古生代。在古生代控制着两侧泥盆纪、石炭纪的沉积建造和沉积厚度有明显差异，之北缺失下泥盆统，之南则有，为同生伸展断裂（钟建华，1997），沿断裂带有中生代酸性侵入岩体分布。

2. 柴柏山大断裂

由柴柏山北麓的庙台子附近通过，向东到江口附近归入酒奠梁—板岩镇断裂，向西经大阳山，到成县以南被古近系和新近系掩盖，并可能被徽—成左行走滑断裂错切，而与西部益哇—舟曲—徽县大断裂相连。走向近东西，断裂面南倾，倾角 50°～60°或更陡，向西则变为北倾。该断裂晚古生代发生，控制了二叠系及三叠系分布区，切割了海西期闪长岩与侏罗系；喜马拉雅期以来，次级断裂较多，使志留系、泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系之间均为断层接触。

3. 商丹断裂带（SF_1）

总体呈北西西向延伸，断面北倾，倾角 60°～80°，断裂带宽窄变化较大。沿其有元古代、加里东期、海西期、印支期和燕山期的超基性岩、基性岩、蛇绿岩块、中酸性岩侵入，并有一系列中—新生代断陷盆地，活动历史很长。

4. 夏河—临潭—凤镇—山阳—内乡断裂（F_6）

总体呈北西西向展布，向北倾斜，倾角60°～85°，断裂带对陨西群、耀岭河群分布有控制作用，加里东期、海西期、印支期和燕山期皆有侵入岩浆活动。燕山期及喜山期有中生代—新生代古近系和新近系断陷盆地发生，并切断它们，故具长期活动性。

5. 益哇—舟曲—徽县大断裂

分布于川甘省界附近，呈向南突出的弧形，断裂北倾，倾角中等。沿断裂带志留系、泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系分布，之间均为断裂接触，岩石强烈破碎，次级断裂发育。

6. 桃园—公馆—白河—谷城大断裂（公馆—十堰断裂，F_7）

走向北西，倾向有南有北，为高角度倾斜断裂，破碎带宽数十至百余米，向北西与粟扎坪—七里峡断裂相交，向南东交于襄广断裂。该断裂发生于前古生代，控制着古生代沉降拗陷带的沉积环境和沉积厚度。在中生代可能还有多期走滑活动，并可能有左右行走滑交替性转换及大量次级伴生断裂。

7. 石泉—安康—竹山大断裂（F_8）

总体走向北西西，在平利以西倾向北东，倾角60°～80°，破碎带宽200～500m，形成于古生代，新生代控制了断陷盆地的形成和发展。

8. 红椿坝—曾家坝深断裂（F_9）

走向北西，两端均与饶丰—城口—房县断裂相交，倾向北东，倾角大于60°，破碎带宽50m，发生于早古生代，控制着北大巴山早古生代拗陷及岩浆活动。南侧发育以碱基性为主的辉绿岩床，北侧发育碱中性火山岩与火山岩，沿断裂带发育有中生代断陷盆地。

9. 高桥—八仙街大断裂

走向北西，倾向北东，倾角50°～60°。早古生代即已形成，沿断裂带有加里东期基性岩分布。

10. 饶丰—城口—房县—襄樊—广济深断裂（F_{10}）

为勉略带东段，产状变化较大，巴山弧段向东倾，总体向北倾，倾角60°～80°，晚元古代即开始活动，使早震旦世两侧沉积相及厚度明显差异，南侧为陆相碎屑沉积，厚数百米，北侧出现火山碎屑沉积，厚2000m左右。高川等地晚

古生代可能有火山活动，为一新裂解带，印支—燕山期断裂活动加剧，对扬子北缘大巴山前陆盆地形成控制作用。不同时期性质不同，晚期具右行走滑特点。

11. 阳平关—宁陕断裂带（F_{10}）

平武—勉县段为后龙门山推覆带与碧口微地块分界断裂；勉县—洋县段为扬子板块与秦岭微板块分界，属勉略带一部分。勉县以东被汉中盆地覆盖，断裂带走向北东—北东东，倾向北西，倾角 60°～80°。控制了碧口岩群与“三花石群”同环境的火山喷发—沉积，早古生代拗陷带沉积，加里东期基性、超基性岩浆侵入，海西期中酸性岩浆侵入和中、新生代断陷盆地发生和分布，故不同时期具有不同性质，早期以左行走滑为主，后期为逆冲推覆并具右行走滑分量。

12. 白勉峡—峡口—关坝大断裂

总体走向北东，倾向南东，倾角 45°，形成于中—新元古代，新生代以来不断活动，控制了西乡新生代盆地，并使盆地再切割。

13. 勉略缝合带（SF_2）

勉县以西，由一系列平行或小角度斜交的多性质、多条断裂组成，北界断裂为状元碑—马道—西水断裂；向西经迭部、玛曲与青海玛沁深断裂相连，是秦岭板块与松潘—甘孜造山带的分界之一。早古生代即已存在，控制了徽县—旬阳早古生代沉积区南界。晚古生代进一步裂解为小洋盆，并有海西期超基性、基性、中性岩浆侵入，之后又被逆冲切割，破坏盆地结构，其南界为文县—康县—略阳—勉县断裂，为碧口微地块和秦岭微板块分界之一。走向变化较大，西段在若尔盖—南坪—文县一带称为荷叶断裂带。断裂带南倾及北倾变化，出露产状倾角 65°～80°，控制了晚古生代小洋盆及中—基性、中—酸性火山岩分布及多期基性—超基性、中—酸性岩浆杂岩、蛇绿混杂岩与中生代断陷盆地的分布，以向南的逆冲推覆为主。

14. 文县—康县复合断裂带

该断裂带位于碧口群的北界，由一系列的断裂组成，但以南北两侧两条大断裂为主，长约 200km，宽约 10km。在康县—勉县一带近东西走向；康县以西为南西向走向。沿断裂带碎裂现象、劈理化、糜棱岩化、挤压透镜体等均很发育。

此外，顺层滑脱带在古生界地层中及其下都有发育，呈弥散性分布，现肢解于各种构造岩片中，常见于 Z 与 P_{t3} 界面、S_{1-2} 地层内、D 与 C 界面（许志琴等，1988；杨巍然、杨森楠，1991；宋鸿林，1994）。

四、勉略缝合带火山岩区域展布

勉略缝合带由于受到燕山期平武—阳平关—勉县—巴山弧形巨大逆冲推覆断裂改造掩覆而失去其原貌，仅在略阳三岔子、勉县安子山、关帝坪一带保存有相对较为完整的蛇绿岩套岩石构造组合，并且在南坪—康县—琵琶寺地区，西水—褒河地区，巴山弧地区残存有该蛇绿岩套有关的海相火山岩构造块体。主要出露地区可分为六段：①阿尼玛卿段；②南坪—康县—琵琶寺段；③勉县—略阳—洋县段；④巴山弧段；⑤随州花山段；⑥大别南缘段（图 2-2）。

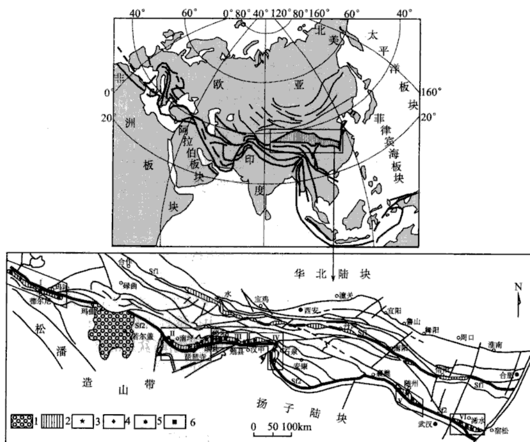


图 2-2　秦岭—大别勉略构造带蛇绿岩及其相关火山岩区域分布简图

Fig. 2-2　Regional geologic sketch map of the ophiolites and associated volcanics in Mianlue suture, Qinling-Dabie mountains

1. 中新生代沉积盆地；2. 蛇绿构造混杂带；3. 洋壳蛇绿岩出露点；4. 岛弧火山岩出露点；5. 洋岛火山岩出露点；6. 双峰式火山岩出露点；Sf1. 商丹缝合带；Sf2. 勉略缝合带；I. 阿尼玛卿段；II. 南坪—琵琶寺—康县段；III. 略阳—勉县段；IV. 巴山弧段；V. 随州花山段；VI. 大别南缘段

1. 阿尼玛卿段

阿尼玛卿蛇绿岩混杂带属于东昆仑南缘蛇绿岩带的东段，东西延伸约400余公里，宽度在几十至近百公里，以东宽西窄为特点，其中蛇绿岩带大约宽3km。该带北以东昆南断裂与东昆仑地块为界，南以长石头山断裂与巴颜喀拉—松潘甘孜地块毗邻。大地构造位置处于西秦岭和东昆仑造山带与扬子地块之间，代表了印支期勉略构造缝合带西延的重要组成部分。北西西向延伸的阿尼玛卿蛇绿岩带从东向西由德尔尼、玛积雪山、布青山等主要蛇绿岩段组成。其中，德尔尼和布青山蛇绿岩表现出MORB的地球化学特征，玛积雪山玄武岩表现出洋岛（OIB）玄武岩的地球化学特征。

2. 南坪—琵琶寺—康县段

区内火山岩岩石主要是发生浅变质的绿泥石片岩，地球化学表明其原岩应为基性火山岩，分别在南坪、琵琶寺、隆康、塔藏、康县、豆坝、留坝、碾坝出露。

3. 略阳—勉县段

断续出露有基性、超基性岩体，超基性岩主要属纯橄榄岩—方辉橄榄岩，有豆荚状铬铁矿产出。鞍子山超基性岩体之上伴随有钠长角闪岩出露，地球化学显示其原岩也属于基性火山岩。缝合带中超基性、中基性火山岩中或两旁均见有辉绿岩、辉长—辉绿岩墙群，主要出露在三岔子、鞍子山、庄科、文家沟、黑沟峡、桥梓沟、横现河及小松构。褒河地区为一套浅变质的玄武岩类岩石，东柳主要是中酸性的英安岩，而西水地区是一套变质玄武质—流纹质岩石组成的双峰式火山岩组合。

4. 巴山弧段

由两河经饶峰、石泉至高川、五里坝，内部组成包括众多不同类型构造岩块及变质玄武岩、辉长岩和少量超基性岩岩块。本区内火山岩大多受到轻微的蚀变和微弱的变质作用影响。其中两河岩片分布在巴山弧汶水河两岸，为一套明显遭剪切变形的双峰式火山岩组合；饶峰岩片分布在饶峰镇西侧，为一套浅变质的安山质火山岩组合；五里坝岩片分布在五里坝东南侧，为一套弱变质玄武—英安流纹质双峰式火山岩；孙家河组火山岩主要是中酸性—中基性火山碎屑岩及玄武—安山质火山熔岩。

5. 随州花山段

该区火山岩主要沿秦岭造山带南缘襄（樊）—广（济）断裂带的三里岗—三

阳区段分布，以多条断裂和韧性剪切带为骨架，剪切包容花山蛇绿岩块、小阜岛弧火山岩、深海沉积岩、弧前沉积以及来自两侧陆块的基底和盖层沉积岩块。花山蛇绿岩的玄武质岩石类似于 MORB 的性质，形成于初始小洋盆构造环境，小阜火山岩形成于岛弧构造环境。该混杂岩带因存在蛇绿岩及岛弧火山岩而成为具有重要大地构造意义的蛇绿构造混杂岩，指示曾存在古板块构造缝合带，标志着南秦岭与扬子板块之间确曾存在过古洋盆——花山小洋盆。

6. 大别南缘段

该区火山岩主要分布在大别山南缘宿松县北侧二郎地区，出露有超基性岩构造岩片，并在大别山南缘主边界断裂带中及其旁侧出露有清水河辉长岩、辉石岩、安山岩构造岩片以及浠水—兰溪双峰式火山岩构造岩片。初步的研究结果表明，兰溪双峰式火山岩形成于陆间裂谷—初始洋盆的大地构造环境，类似于勉县—略阳地区黑沟峡双峰式火山岩的地球化学特征和形成大地构造环境；而清水河辉长岩—辉石岩显示了堆晶岩的地球化学特征，来源于一个部分亏损的地幔源区；清水河安山岩则具有明显的 Nb、Ta 亏损等弧岩浆杂岩系地球化学特征。从而表明，在大别山南缘清水河、兰溪地区出露的辉长岩—辉石岩、火山岩，以及二郎超基性岩岩片，很可能是勉略结合带东延的残存遗迹。

第三章　阿尼玛卿蛇绿混杂岩带

阿尼玛卿蛇绿混杂岩带属于东昆仑南缘蛇绿岩带的东段，东西延伸约 400 余公里，宽度在几十至近百公里，以东宽西窄为特点，其中蛇绿岩带大约宽 3km。该带北以东昆南断裂与东昆仑地块为界，南以长石头山断裂与巴颜喀拉—松潘甘孜地块毗邻。大地构造位置处于西秦岭和东昆仑造山带与扬子地块之间，代表了印支期勉略缝合构造带西延的重要组成部分（张国伟等，2003；郭安林等，2006）（图 3-1）。北西西向延伸的阿尼玛卿蛇绿岩带从东向西由德尔尼、玛积雪山、布青山等主要蛇绿岩段组成[①]。

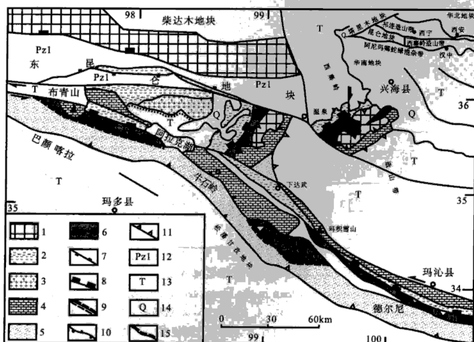


图 3-1　阿尼玛卿蛇绿岩带及其区域地质简图

Fig. 3-1　Regional geological map of the ophiolite in A'nyemaqen area

1. 前寒武纪变质岩；2. 晚古生代晚期岛弧火山岩系；3. 晚古生代晚期碰撞花岗岩；4. 石炭—二叠纪浅海碳酸盐岩；5. 三叠纪被动陆缘复理石沉积；6. 晚古生代蛇绿岩；7. 平移断层；8. 俯冲带；9. 韧性断层；10. 逆冲断层；11. 推覆构造；12. 早古生代被动陆缘火山-沉积岩系；13. 三叠纪前陆盆地复理石沉积；14. 第四系；15. 角度不整合界线

---

① 裴先治，2001，勉略—阿尼玛卿构造带的形成演化与动力学特征，西北大学博士学位论文，26～27。

第一节　德尔尼蛇绿岩

一、区域地质特征

德尔尼蛇绿混杂岩位于阿尼玛卿蛇绿岩带的东段（图 3-2），主要出露于德尔尼—石峡煤矿南—叶格钦—马耳强一线以及向西的东顷沟—昂勒晓、下大武的哈什根等地，呈狭长构造岩片夹持于哈布切特韧性剪切带与东倾沟—甲里哥—马耳强剪切带之间①，向西经花石峡与布青山蛇绿岩带相连（姜春发，1992；Yang et al.，1996）。

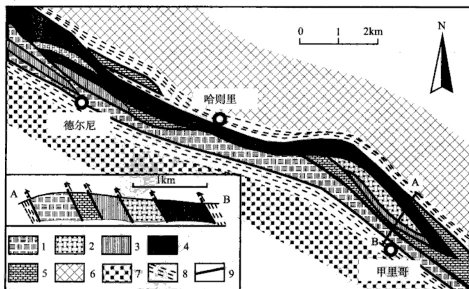


图 3-2　勉略缝合带德尔尼地区地质简图

Fig. 3-2　Sketch geological map in the Derni area, the Mianlue suture zone

1. 变质玄武岩；2. 辉长岩；3. 辉石岩；4. 超基性岩；5. 沉积混杂岩系；6. 基底变质岩；7. 早三叠统碎屑沉积；8. 剪切带及糜棱岩；9. 断层

德尔尼蛇绿岩主要由变质橄榄岩、辉长岩、辉石岩、变玄武岩和放射虫硅质岩、硅质泥岩组成，玛沁德尔尼地区出露较好。石峡煤矿以东的蛇绿构造混杂岩主要由变质橄榄岩、玄武岩、辉长岩及变质基底杂岩的斜长角闪片岩、片麻岩、云母石英片岩等岩石呈大小不一的构造块体组成，混杂于强烈韧性剪切变形的三叠系砂板岩中，构成巨大的蛇绿构造混杂岩带。陈亮等（1999）和裴先治（2001）①对该区蛇绿岩进行了详细的地球化学和年代学研究。

---

① 裴先治，2001，勉略—阿尼玛卿构造带的形成演化与动力学特征，西北大学博士学位论文，26～27。

变质橄榄岩主要出露于玛沁德尔尼地区，在叶格钦、马耳强及以西的东倾沟、昂勒晓、给什根等地也有出露。岩石类型以方辉橄榄岩为主，其次为纯橄榄岩、橄榄岩、二辉橄榄岩，普遍蛇纹石化、碳酸盐化而蚀变为蛇纹岩、硅化—碳酸盐化蛇纹岩等。由于后期构造作用，超镁铁岩大部分变为构造岩，尤其是在超镁铁岩岩块、岩片的边界地带，如片状蛇纹岩、角砾状蛇纹岩等（陈杰，1992；章午生等，1996）。在显微镜下呈网环结构，主要矿物大部分受明显蚀变，保留橄榄石和斜方辉石假象，仅有少量残晶，蛇纹石多呈网脉状，以纤蛇纹石为主。

辉石岩主要见于德尔尼地区的甲里哥、哈则里等地，岩块面积不大，主要由90%以上的辉石和少量的基性斜长石组成，辉石受明显的绿泥石和绿帘石化，仅保留辉石假象。辉长岩主要分布于甲里哥、马耳强、下大武南和玛积雪山西侧的昂勒晓、活勒吾等地，岩性主要为中细粒—中粗粒块状辉长岩，与周围其他岩石多呈构造关系。岩石中辉石约占60%，基性斜长石占40%，且辉石也经历了比较充分的蚀变，镜下特征与辉石岩中的辉石基本一致①。德尔尼地区的变质玄武岩出露较为广泛，主要为拉斑玄武岩，大部分已变质为绿片岩，如绿泥钠长片岩、绿泥绿帘钠长片岩等，岩石片理化较弱，整体上呈均一块状，成分上也比较一致，无酸性分异产物，与周围的变质橄榄岩、辉石岩、辉长岩、生物碎屑灰岩、深海相硅泥质岩及三叠系砂板岩等呈构造接触关系。德尔尼、哈则里、马耳强等地的变玄武岩片理发育，偶见残留的杏仁状构造①。

二、岩石地球化学特征

陈亮等（2001）对德尔尼玄武岩进行了详细的$^{39}Ar/^{40}Ar$年代学研究，得出阿尼玛卿带德尔尼蛇绿岩的$^{39}Ar/^{40}Ar$年龄为（345.3±7.9）Ma，表明其形成时代为石炭—二叠纪，与东古特提斯洋的发育时代一致（潘桂堂，1994）。地球化学研究表明（陈亮等，2001），德尔尼火山岩主要为一套玄武质熔岩（图3-3）。

其SiO_2含量变化于45.99%～50.72%之间，TiO_2含量为1.32%～2.28%，与现代大西洋N-MORB（Schilling et al.，1983）基本一致，全铁含量也与之相当，但Fe_2O_3较高。样品具有较高的稀土元素总量，稀土元素丰度大约15倍于球粒陨石，$(La/Yb)_N$平均为0.45，球粒陨石标准化分配图（图3-4）显示轻稀土亏损，无Eu异常，具典型大洋中脊玄武岩（N-MORB）的地球化学特征，表

① 裴先治，2001，勉略—阿尼玛卿构造带的形成演化与动力学特征，西北大学博士学位论文，1～120。

明岩浆来自亏损的软流圈地幔（陈亮等，2001）。原始地幔标准化微量元素蛛网图也表现出 N-MORB 的地球化学特征（图 3-5）。

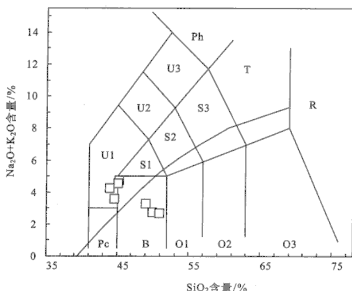


图 3-3　德尔尼蛇绿岩 TAS 图解（据 Le Bas，1986）

Fig. 3-3　TAS diagram of the Derni ophiolite

Ph. 响岩；U3. 碱玄质响岩；U2. 响岩质碱玄岩；U1. 碧玄岩；Pc. 苦橄玄武岩；B. 玄武岩；S1. 粗面玄武岩；S2. 玄武粗安岩；S3. 粗安岩；T. 粗面岩；R. 流纹岩；O1. 玄武安山岩；O2. 安山岩；O3. 英安岩；□. 本区玄武岩类

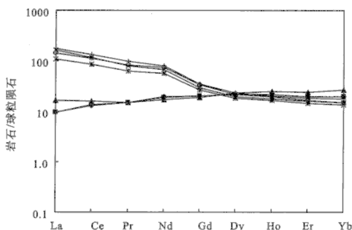


图 3-4　德尔尼蛇绿岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 3-4　Chondrite-normalized trace element distribution patterns of the Derine ophiolite

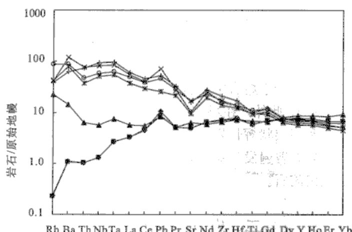


图 3-5　德尔尼蛇绿岩不相容元素原始地幔标准化配分型式

Fig. 3-5　Primitive mantle-normalized trace element distribution patterns of the Derine ophiolite

三、同位素地球化学特征

德尔尼蛇绿岩的 Sm-Nd 及 Pb 同位素地球化学特征也类似于亏损地幔来源的洋中脊玄武岩。样品的$^{143}Nd/^{144}Nd$＝0.5131～0.5132，$^{147}Sm/^{144}Nd$＝0.21～0.22，$\varepsilon_{Nd(340Ma)}$＝＋8.4～＋9.6，平均为＋9.1，表明岩石来源于强烈亏损的地幔源区，具备典型洋中脊玄武岩的特征。岩石的$^{208}Pb/^{204}Pb$＝37.70～38.14，$^{207}Pb/^{204}Pb$＝15.41～15.52，$^{206}Pb/^{204}Pb$＝17.78～18.21。上述同位素总体特征是存在亏损地幔（DM）与Ⅱ型富集地幔（EMⅡ）混合作用的证据（陈亮等，2003）。

德尔尼蛇绿岩表现出明显的 DUPAL 异常，其 Δ8/4 Pb 位于 29.16～66.9 之间，平均值为 49，Δ7/4Pb 位于－0.4～7.2 之间，平均为 3.1，符合 Hart 给出的 DUPAL 异常边界条件（Δ8/4Pb＞10，Δ7/4Pb＞3），但达不到典型 DUPAL 端员的铅同位素标准（Δ8/4Pb＞60）（Hart，1984）。

综上所述，德尔尼蛇绿岩具有类似 N-MORB 的极高 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值，较低而且集中的$^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值，以及负相关的$^{143}Nd/^{144}Nd$-$^{206}Pb/^{204}Pb$ 趋势。其同位素特征介于太平洋 MORB 和印度洋 MORB 之间，反映了岩浆源区存在主要由亏损地幔端员（DMM）与第Ⅱ类富集组分（EMⅡ）混合形成的 DUPAL 异常，但富集程度低于印度洋 DUPAL 端员。

第二节　玛积雪山蛇绿岩

一、区域地质特征

玛积雪山玄武岩位于阿尼玛卿蛇绿岩带的中段，姜春发等于 20 世纪 90 年代

早期在玛积雪山发现近千米的镁铁质熔岩（姜春发，1992）。熔岩为厚层状，具枕状构造和杏仁、气孔构造，岩枕多在几十厘米至 1m 大小。熔岩中含有超镁铁质岩和辉长岩岩块以及多层硅质岩薄层（5cm 左右）。石炭纪和二叠纪的灰岩块体也以构造岩块的形式产于熔岩中。岩石地球化学研究表明，熔岩属于洋岛型玄武岩（姜春发，1992）。此外，在玛积雪山西南侧的千里瓦里马一带产出有近千米厚的玄武质熔岩和似层状辉长岩。熔岩主要发育在东西向延长露头的西端，向东过渡为辉长岩。岩石普遍发生绿片岩相变质作用，暗色矿物多为绿泥石和绿帘石取代，局部可见角闪石。

二、岩石地球化学特征

玛积雪山蛇绿岩主要为一套玄武岩，郭安林等（2006）对其进行了系统研究，提出玛积雪山蛇绿岩主要为一套板内玄武岩，地球化学组成类似于 OIB。该套火山岩的 SiO_2 = 43.58%～51.24%，TiO_2 = 0.77%～3.23%，样品的 $Mg^{\#}$ 值在 60～65 之间。在 TAS 图解（图 3-6）上，样品主要落于亚碱性玄武岩区域内。

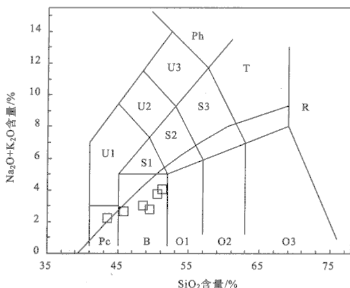


图 3-6　玛积雪山蛇绿岩 TAS 图解（据 Le Bas，1986）

Fig. 3-6　TAS diagram of the Majixueshan ophiolite

Ph. 响岩；U3. 碱玄质响岩；U2. 响岩质碱玄岩；U1. 碧玄岩；Pc. 苦橄玄武岩；B. 玄武岩；S1. 粗面玄武岩；S2. 玄武粗安岩；S3. 粗安岩；T. 粗面岩；R. 流纹岩；O1. 玄武安山岩；O2. 安山岩；O3. 英安岩；□. 本区玄武岩类

稀土元素的配分模式表明（图 3-7），玛积雪山蛇绿岩富集轻稀土，表现出与 OIB 样品相似的 REE 曲线形式。其（La/Yb）$_N$ 值在 5 以上，个别样品高达 27，显示了强的轻重稀土元素分异。

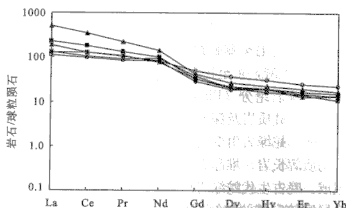


图 3-7 玛积雪山蛇绿岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 3-7 Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns of the Majixueshan ophiolite

在微量元素相容性蛛网图上（图 3-8），玛积雪山样品表现出与典型 OIB 相似的曲线样式，具有不相容元素的富集。这些地球化学特征表明，玛积雪山玄武岩为一套 OIB 型的玄武岩，是大洋板内岩浆活动的产物。

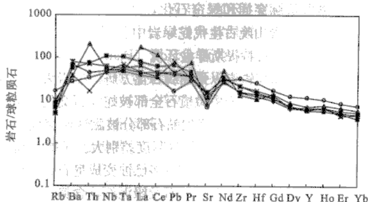


图 3-8 玛积雪山蛇绿岩不相容元素原始地幔标准化配分型式

Fig. 3-8 Primitive mantle-normalized trace element distribution patterns of the Majixueshan ophiolite

第三节　布青山蛇绿岩

一、区域地质特征

布青山蛇绿岩位于阿尼玛卿蛇绿岩带西段，呈 NWW 向延展，长约 60km，宽 10～20km；西起东大滩，东至托索湖。该蛇绿岩段含有奥陶纪和早石炭—早二叠世两个时代的蛇绿岩组分（Bian et al.，2004），主要由一系列构造岩片构成，包括蛇绿岩岩片、硅质岩及深海红色黏土岩片、复理石岩片、生物碎屑灰岩岩片、砂板岩岩片等。蛇绿岩由变质橄榄岩（多为强蛇纹石化方辉橄榄岩）、辉石岩、苦橄岩、均质辉长岩、堆晶辉长岩、辉绿岩岩墙、枕状玄武岩和块状玄武岩等岩石单元组成。晚古生代蛇绿岩出露于早古生代蛇绿岩西南侧。在得力斯坦沟北段发现一个层序较完整的蛇绿岩岩片，其底部层位为强蛇纹石化方辉橄榄岩，向上依次为辉长岩、辉绿岩墙群（辉绿岩岩墙群产于辉长岩和超镁铁岩中，单个岩墙厚度 30～150m，岩墙走向 NW305°～312°，大多数垂直或向 SW 陡倾）、玄武岩、硅质岩、粉砂质板岩夹黑色板岩，偶夹薄层灰岩。以在总体走向上不连续为特征，蛇绿岩多以几十米至近百米直径的构造岩片产在石炭纪马尔增组碎屑灰岩与碎屑沉积岩组成的构造岩块中，构造岩块在走向上以数百米为间隔。蛇绿岩主要由具有枕状、块状构造的镁铁质熔岩组成，夹有放射虫硅质岩，与东段德尔尼蛇绿岩相比，超镁铁质岩石出露较少。镁铁质熔岩岩枕大小多在几十厘米左右，伴有碳酸盐脉穿插和绿帘石化，并不同程度遭受绿片岩相变质作用。Bian 等（2004）在布青山晚古生代蛇绿岩中鉴别出了 N-MORB 和少量的 T-MORB，并认为它们代表了古特提斯洋盆环境（Bian et al.，2004）。

布青山蛇绿混杂岩中超镁铁岩以强蛇纹石化方辉橄榄岩为主，其次为强蛇纹石化辉石岩和苦橄岩。方辉橄榄岩中橄榄石全部被蛇纹石交代，呈网状结构，斜方辉石大部分变为绢石，偶见残余，铬尖晶石部分被磁铁矿交代。辉石岩粒状结构，主要由单斜辉石组成，属堆晶岩，蚀变程度差别大。苦橄岩斑状结构，斑晶主要为自形橄榄石，其次为自形辉石。前者多已蚀变成皂石、蛇纹石等，后者多已闪石化及绿泥石化，基质已蚀变为次闪石及绿泥石，含铬尖晶石副矿物。它们多以岩片或岩块产出，应分属于早古生代蛇绿岩成员及早石炭世—早二叠世蛇绿岩成员，其时代归属问题尚未完全解决。

辉长辉绿岩的 Rb-Sr 等时线年龄为（495.32±80.6）Ma，指示此蛇绿岩属早、中奥陶世。一套厚度大于 200m 的砾岩（磨拉石）不整合于此蛇绿岩及粉砂质板岩夹黑色板岩之上；砾岩的成分以硅质岩、粉砂质板岩、黑色板岩及蛇绿岩质为主，其次为花岗岩类，偶见灰岩、砾岩。并在此灰岩中分离鉴定出疑为早古生代放射虫 Spumellaria gen. et sp. indet.（吴浩若鉴定），此砾岩的时代可能属

于中志留世—中泥盆世。年龄为（420±24）Ma（锆石U-Pb年龄）的花岗-英云闪长岩侵入于蛇绿岩中，此岩片可视为奥陶纪消减杂岩（边千韬，1999）。

二、岩石地球化学特征

布青山地区蛇绿岩的主要岩石类型包括变质橄榄岩（方辉橄榄岩），早古生代蛇绿岩中包括辉长岩、辉绿岩和块状玄武岩，早石炭世—二叠世蛇绿岩包括块状玄武岩和枕状熔岩。边千韬等（2001）和郭安林等（2006）对布青山地区蛇绿岩进行了系统研究。

变质橄榄岩（方辉橄榄岩）的 $Mg^{\#}$ 值为 83.5～85.4，属高镁型；Al_2O_3 含量为 0.91%～1.35%；CaO 含量为 0.19%～1.63%，变化较大；主元素成分与 Troodos、Samail（Beccaluva，1980）和日喀则（王希斌等，1987）等典型蛇绿岩中的变质橄榄岩类似。它们具有低的稀土总量，约为球粒陨石的 0.24～0.43 倍，属世界蛇绿岩中方辉橄榄岩的稀土元素丰度范围（球粒陨石的 0.001～0.5 倍）（Henderson，1984），HREE 含量是球粒陨石的 0.28～0.32 倍，属强烈亏损的地幔橄榄岩。

早古生代蛇绿岩中包括辉长岩、辉绿岩和块状玄武岩。部分辉绿岩具斑状结构，斑晶为斜长石、辉石及少量角闪石，基质主要由长石和辉石组成，具辉绿结构，主要由板条状自形斜长石和半自形或他形辉石组成，辉长岩中粗粒，主要由辉石和斜长石组成，部分辉长岩含少量橄榄石。块状玄武岩主要由细粒小板条状长石和辉石组成。岩石受到不同程度的绿片岩相变质作用的影响。岩石的 TiO_2 含量中等（0.68%～1.90%），大致与 MORB 相当；MgO 含量为 6.72%～10.90%；$Na_2O \gg K_2O$。早古生代蛇绿岩中辉绿岩、玄武岩的 Zr/Nb 值为 21.8～57.18，La/Nb 值为 1.05～1.99，Th/Nb 值为 0.06～0.183，Th/La 值为 0.055～0.142，与 N-MORB 的相应微量元素比值平均值（Zr/Nb＝30，La/Nb＝1.07，Th/Nb＝0.071，Th/La＝0.067）接近（Weaver，1991）。

原始地幔标准化的微量元素蛛网图也显示与 N-MORB 相似的特征，均显示出整体为左倾正斜率亏损型特征。综合分析上述资料可以认为，本区早古生代蛇绿岩中镁铁质岩属 N-MORB（图 3-9；边千韬等，2001）。

郭安林等（2006）对布青山地区得力斯坦沟以西，位于 Bian 等（2004）所确定的晚古生代蛇绿岩区出露的枕状熔岩进行了研究。早石炭世—二叠世蛇绿岩包括块状玄武岩和枕状熔岩，枕状熔岩的岩枕直径多为 5～100cm，外壳多有小球颗粒发育；岩石多微斑结构，斑晶为斜长石和单斜辉石，基质由长条状斜长石，及半自形—他形辉石组成，受到绿片岩相变质作用影响。玄武岩的 TiO_2 含量中等（1.02%～1.29%），大致与 MORB 相当；MgO 含量为 6.30%～9.10%，平均 7.37%，介于 Coleman（1977）统计的特罗多斯和塞浦路斯蛇绿岩中上部枕状熔岩和下部枕状熔岩 MgO 含量之间；$Na_2O \gg K_2O$。微量元素 Zr/

Nb 值为 29.22～69.70，La/Nb 值为 0.77～2.23，Th/Nb 值为 0.050～0.147，Th/La 值为 0.052～0.094，与 N-MORB 类似。

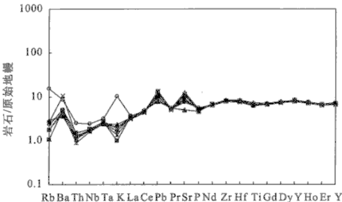


图 3-9 布青山晚古生代枕状熔岩不相容元素原始地幔标准化配分型式

Fig. 3-9 Primitive mantle-normalized trace element distribution patterns of the Buqingshan ophiolite

第四节 小 结

前人对阿尼玛卿蛇绿岩带的时代研究结果表明，该带蛇绿岩主体形成应为晚古生代。Bian 等（2004）在布青山蛇绿岩的硅质岩中鉴定出早石炭世—晚石炭世的硅质岩放射虫。陈亮等（2001）从德尔尼蛇绿岩带玄武质熔岩中获得（345.3 ±7.9）Ma 的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 全岩坪年龄。随后，张克信等在布青山一带的蛇绿混杂岩中报道了早二叠世硅质岩放射虫的发现。杨经绥等于德尔尼蛇绿岩段的玄武质熔岩中测得（308.2 ± 4.9）Ma 的锆石 SHRIMP 年龄。由此可见，阿尼玛卿蛇绿岩的形成时代为晚古生代，与东古特提斯洋的发育时间一致。

郭安林等（2006）通过对阿尼玛卿的德尔尼蛇绿岩、玛积雪山蛇绿岩及布青山蛇绿岩的系统研究认为：阿尼玛卿带东段的德尔尼蛇绿岩段，表现为 N 型 MORB-OIB-E 型 MORB 的组合，中段玛积雪山的镁铁质熔岩以 OIB 为主体。根据 Bian 等（2004）的研究，布青山区段发现少量样品具有 T-MORB 性质。

从上述东、中和西三段的岩石组合不难看出，阿尼玛卿带镁铁质火山岩在纵向上构成了以玛积雪山为核心向东西两侧过渡变化的规律。即由玛积雪山的 OIB 为主向西变化为布青山的以 N-MORB 为主加 OIB 和 E-MORB，向东过渡为德尔尼的 N-MORB、OIB 和 E-MORB 岩石组合。这一镁铁质火山岩类型的空间分布样式极其类似于现今北大西洋冰岛热点构造，而玛积雪山代表了这一热点构造的中心位置。

第四章　南坪—琵琶寺—康县蛇绿混杂岩带

第一节　区域地质概况

康县—琵琶寺—南坪蛇绿构造混杂带位于南秦岭褶皱带、扬子板块北缘西段以及松潘—甘孜褶皱带的结合部位，向东与勉县—略阳蛇绿岩带相连，向西经塔藏、玛曲与东昆仑德尔尼蛇绿岩带相连（图 4-1）。

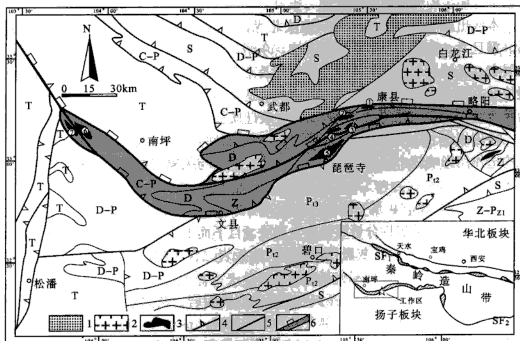


图 4-1　勉略缝合带康县—琵琶寺—南坪段地质简图

Fig. 4-1　Geological sketch map in Kangxian-Pipasi-Nanping area, Mianlue suture zone

1. 中新生代沉积盆地；2. 花岗岩；3. 火山岩构造岩片；4. 逆冲断层；5. 缝合带主边界逆冲断层；6. 缝合带范围；①康县火山岩岩片；②碾坝火山岩岩片；③刘坝火山岩岩片；④豆坝火山岩岩片；⑤琵琶寺火山岩岩片；⑥隆康火山岩岩片；⑦塔藏火山岩岩片

研究区内主要出露震旦系、寒武系、泥盆系和三叠系地层，而石炭系、二叠系、白垩系地层在研究区及其附近零星分布。本区以缺失奥陶系—志留系地层而发育泥盆系—二叠系陆源碎屑岩系为独特特征，而与其南北两侧缺失泥盆系—石炭系地层恰成鲜明对比。同时，本区出露的泥盆系—石炭系地层和火山岩基本被围限在北部塔藏—略阳断层和南部文县—勉县断层之间，与东部勉略构造带的基

本组成相对应。

本区出露最老的地层是碧口群。碧口群按广义划分可分为寒武系的干沟组、震旦系的临江组和关家沟群、青白口系的秧田坝组和白杨组，以及蓟县系的管子沟组、阳坝组和白果树组。碧口群位于陕、甘、川三省毗邻地区，东西长250km，南北宽30～100km，呈一东窄西宽的楔形地带，总体为一巨型北宽南窄的不对称复式向斜。在向斜北侧的文县石坊、临江经武都月照、琵琶寺至略阳金家河磷矿区断续出露由震旦系和青白口系等地层组成的一系列短轴背斜构造；而向斜南翼南侧，即青川—阳平关深断裂附近，由震旦系、青白口系和蓟县系等地层组成的背斜带受后期断裂破坏，仅在青川乔庄残留有背斜构造的特点。向斜两翼产状正常，沿向斜轴挤压强烈，岩石破碎且具糜棱岩化和片理化，在北翼近向斜轴部有明显的倒转现象。

本区出露的碧口群位于碧口地块北缘，主要出露寒武系、震旦系和青白口系。震旦系—寒武系分布于文县石坊、东峪口、关家沟、临江南一线，呈弧形带状展布。区域上与南侧的元古界碧口群及南带泥盆系石坊群及北侧的石坊群呈断层接触关系，本身构成一不完整的背斜构造。总体而言，震旦系—下寒武系地层为浅变质（含砾）碎屑岩-碳酸盐岩-含碳硅质板岩岩系。详述如下。

秧田坝组（Q_{NY}）：为含中酸性火山碎屑岩的深海—次深海相混合浊积岩，在构造作用影响较小的地段可见粒序沉积，上部与关家沟群脆韧性断层接触，下部未见底。

关家沟群（Z_{1g}）：属一套动力变质的陆源含砾碎屑沉积，是一套比较特殊的有争议的地层，从岩性分析可以分为三段。自下而上为：

1）第一段（Z_{1g1}）：灰黑色粉砂质炭质板岩、含炭粉砂质板岩、含炭板岩夹细砂岩条带、泥板岩，局部夹灰色细晶灰岩。

2）第二段（Z_{1g2}）：灰—深灰色含砾粉砂质板岩、灰黑色炭质板岩、含炭板岩夹细砂岩条带、泥板岩，局部夹灰色细晶灰岩。

3）第三段（Z_{1g3}）：灰色、灰绿色、深灰色复成分粗、中、细砾岩、灰绿色中—厚层状含砾凝灰质粉砂岩夹粗砂岩、砂岩、含砾粉砂质板岩、粉砂质板岩、凝灰质粉砂岩。岩层中发育粒序层。

临江组（Z_{2l}）：主要分布在关家沟群两侧，二者为断层接触关系。该组为浅海—滨海相硅质-镁质碳酸盐岩及变泥质碎屑岩，主要组成岩性为灰色厚层状白云质灰岩、微晶灰岩、深灰—灰黑色条带状硅质岩、含磷结核硅质岩，底部为灰色粉砂质板岩及变质细砂岩。

干沟组（$\in_{1g}$）：分布局限，只在关家沟有零星分布，与下伏临江组为超覆不整合接触，与上覆泥盆纪石坊群为断层接触。其为一套半封闭海相硅钙质重晶石岩、泥质灰岩夹黑色硅质条带重晶石灰岩、泥晶白云岩、条带状重晶石质砂屑硅质岩。

本研究区缺失奥陶系—志留系地层，而在研究区南北两侧有大量志留系地层出露，西部松丫子以西也有出露。

本区出露的泥盆系地层，呈南西西—北东东向展布于文县和武都之间，向东经康县、勉县与陕西略阳一带的泥盆系相连。本区泥盆系以汤卜沟—泥山—月亮坝断裂为界分出南北两个相区。北为三河口区，南为石坊区。

石坊相区上、中、下泥盆系都出露，上泥盆只在文县朱家沟一带出露。石坊相区属于陆地边缘相、边缘盆地相、台地相沉积，岩石组合为浅水陆缘碎屑岩和碳酸岩沉积地层，含丰富的珊瑚、腕足、层孔虫、三叶虫、苔藓虫等化石，分别由下泥盆统石坊群、下泥盆统岷堡沟组、中泥盆统冷堡子组、中泥盆统朱家沟组和上泥盆铁山群构成。

石坊群（D_{1sh}）：属一种海陆过渡沉积环境，底与下伏的震旦系呈断层接触，局部可见残留不整合，分布于文县岷堡沟、石坊、临江一带及铁楼寨、牧羊场一带，呈弧形带状展布。为一套富含有机质的三角洲相细碎屑岩沉积建造，与南侧震旦系呈断层接触关系，与下伏的寒武系干沟组呈不整合接触。上与岷堡沟组呈不整合接触关系，含三缝和单缝孢子化石。按岩性特征我们把石坊群由下而上划分为三段：

1）第一段（D_{1sh1}）：灰色粉砂质板岩、灰黑色炭质板岩，局部有劣质煤层。

2）第二段（D_{1sh2}）：深灰色层纹状粉砂岩，灰黑色炭质粉砂岩夹炭质板岩。

3）第三段（D_{1sh3}）：灰色、灰黑色薄—中层细砾岩、砂砾岩夹砂岩。

岷堡沟组（D_{1m}）：平行不整合于下泥盆统石坊群之上及中泥盆之下的一套浅海相含铁碎屑岩夹碳酸盐岩建造，富含腕足及珊瑚化石。由灰色粉砂质板岩、泥晶灰岩、厚层状石英细砂岩构成互层，其岩相在横向上变化较大，西部岷堡沟、朱家沟、马莲河一带以碎屑岩为主夹少量碳酸盐岩，东部羊汤河至冷堡子一带以灰岩为主夹少量碎屑岩，自西向东碳酸盐岩有增多而碎屑岩减少的趋势。本组在羊汤河、马莲河、朱家沟、岷堡沟一带产出丰富的生物化石，以珊瑚、腕足为主，次为苔藓虫等。

冷堡子组（D_{2l}）：滨海相—浅海相陆棚亚相陆缘碎屑岩-碳酸盐岩沉积组合，变形十分强烈，发育透入性面理，以逆冲型韧性剪切变形为特征。其与下伏岷堡沟组为平行不整合接触，与上覆朱家沟组为整合接触关系。分布于文县下草地—邓草坝—冷堡子一带，呈弧形带状展布，主要为一套碎屑岩建造。岩性上部为灰色薄层—中厚层状细粒石英砂岩及含铁石英砂岩、粉砂质页岩，偶夹鲕绿泥石赤铁矿等，下部为浅灰色厚层或块状石英岩夹灰色石英砂岩及页岩等。在临江冷堡子一带上部相变为灰色薄层—中厚层细粒石英砂岩及含铁石英砂岩、粉砂质页岩，偶夹鲕绿泥石赤铁矿等，下部为灰白粉砂质板岩夹灰岩透镜体及鲕绿泥石赤铁矿，含珊瑚化石。

朱家沟组（D_{2zh}）：海相—浅海相陆棚亚相陆缘碎屑岩-碳酸盐岩沉积组合，

变形十分强烈，发育透入性面理，以逆冲型韧性剪切变形为特征。其与下伏冷堡子组和上覆铁山群都为整合接触关系；且其与下伏冷堡子组形影相随，分布范围一致。上部以杂色页岩为主夹薄层粉砂岩、钙质板岩；下部以细晶灰岩、泥质灰岩为主，含少量石英粉砂岩。沉积厚度自西向东有变薄的趋势，含珊瑚、腕足化石。

铁山群（D_{3ts}）：为一套浅海相碳酸盐岩沉积建造，分布于文县马莲河—岷堡沟一带，出露于金子山复式向斜的核部。区域上未见其与石炭系直接接触关系，与下伏中泥盆统冷堡子组呈整合接触关系。铁山群上部为灰黑色块状夹厚层细晶灰岩，局部含燧石团块及条带；下部灰黑色厚层状夹薄层状泥晶灰岩，泥晶灰岩中有腕足和珊瑚化石。主要岩性为薄—中薄层状细晶灰岩、泥晶灰岩、含生物碎屑泥晶灰岩等，局部为含燧石团块、条带的泥晶灰岩。

三河口相区出露地层为三河群，受断裂控制未见顶、底，只有下泥盆系的一段地层。由下往上可分为桥头组、屯寨组、羊汤组，三组地层以断层接触，地层向北倾斜。三河口群主要由碳酸岩和绢云千枚岩互层组成，并夹少量的石英砂岩。由下往上，碳酸岩有增厚、变多的趋势。三河口群在桥头组下部地层出现了浅变质基性火山岩（达绿片岩相），出露的火山岩与桥头组的绢云千枚岩和碳酸岩地层之间为断层接触关系。三河口群地层变形强烈，发生多期褶皱，岩石片理化发育，原生层理很难辨认，绝大多数已被后期面理置换。

桥头组（D_{1q}）：上部为灰色厚层或块状细晶灰岩；中部为灰色绢云千枚岩、细晶灰岩、紫红色含铁石英砂岩，偶夹赤铁矿透镜体；下部为灰色绢云千枚岩夹薄层灰岩。

屯寨组（D_{1t}）：主要由灰—深灰色薄—中厚层细晶灰岩、绢云千枚岩构成，夹少量泥质粉砂岩和硅质岩层。自西向东，碳酸盐岩逐渐减少，陆源碎屑逐渐增加，且变质程度有加深的趋势。整组岩石片理化、石英脉发育。

羊汤寨组（D_{1y}）：上部为中—薄层灰岩夹千枚岩；下部厚层灰岩夹千枚岩、硬绿泥石绢云千枚岩夹钙质石英砂岩偶夹赤铁矿。沉积厚度大于 2000 m，其与下伏屯寨组呈整合接触，与上覆中三叠统呈断层或不整合接触。

石炭系为一套浅海相碳酸盐岩夹少量碎屑岩沉积建造，主要分布于文县南部及以西地区，呈弧形带状展布，与下伏地层多呈断层接触关系。在本区火山岩出露的南面成夹块分布着一套石炭系的地层，推断为逆冲推覆混杂岩片。下石炭统为浅灰色—灰色薄—厚层状灰岩为主夹生物碎屑灰岩、燧石团块灰岩、砂质灰岩、泥灰岩、板岩等，含珊瑚、腕足、䗴类化石。上石炭统以浅海相碳酸盐岩沉积为主，岩性以中—厚层状结晶灰岩为主夹白云质灰岩及少量板岩、炭质板岩等，含䗴类、珊瑚等化石。

二叠系下统为一套浅海相碳酸盐岩夹少量碎屑沉积建造，主要分布于文县以西—南坪一带，主要岩性以深灰色—灰黑色厚层—块状白云质灰岩、微晶灰岩为

主，夹少量含砾屑灰岩，含较丰富的生物化石，以䗴类为主，次为珊瑚、苔藓虫及腕足碎片，相当于南方栖霞、茅口期沉积。二叠系上统为一浅海相碳酸岩及碎屑岩沉积建造，岩性为深灰色薄层状、厚层状、块状微晶灰岩、结晶灰岩为主，夹有白云质灰岩、少量粉砂岩、钙质粉砂岩及钙质板岩等，含少量䗴类、珊瑚、腕足及有孔虫化石。

在研究区的三叠系为一套陆缘细碎屑岩（浊积岩系）—碳酸盐岩沉积组合，呈大型独立逆冲推覆构造岩片产出，向南逆冲推覆于泥盆系三河口群、泥盆—二叠系被动陆缘沉积体系之上，北侧被石炭系逆冲推覆体所叠覆。三叠系主要分布于文县北部的安昌河—中寨—南坪—大录一带，可能仅包括中、上三叠统地层，分述如下：

1）中三叠统下岩组（T_{21}）：为一套碎屑岩沉积建造，主要岩性为钙质粉砂岩、钙质板岩、细砂岩、板岩及微晶灰岩等，局部夹杂色石英砂岩及少量砂砾岩。

2）中三叠统上岩组（T_{22}）：为一套浅海相碳酸盐岩及碎屑岩沉积建造，主要岩性为浅灰色—深灰色块状微晶灰岩、硅质条带微晶灰岩夹钙质板岩、深灰色细粒长石石英砂岩等。

3）上三叠统（T_3）：为一套陆缘碎屑岩组合夹少量碳酸盐岩，上部为深灰色薄—中厚层长石石英细砂岩、钙质粉砂岩、粉砂质灰岩、薄层灰岩呈韵律性互层分布，为粗—细的正韵律特征；下部为黄灰色—浅灰色钙质细砂岩、粉砂岩夹粉砂质板岩及钙质板岩，底部常见厚约 10m 的粒状灰岩。

白垩系为陆相上叠沉积盆地红色粗碎屑岩沉积组合，主要沿文县北的堡子坝—桥头—磨坝一带的断陷盆地分布，呈北东—南西向断续斜列式带状展布，为陆相山间盆地沉积，盆地南侧多以角度不整合覆于泥盆系、石炭系及三叠系之上，北侧多与泥盆系、石炭系及三叠系逆冲推覆构造岩片呈断层接触关系，区域上构成一个平缓开阔的向斜构造。主要岩性为紫红色块状砾岩、砾岩、砂岩夹粉砂岩、黄绿色粉砂质页岩、含砾泥质粉砂岩，页岩中含有植物碎片及瓣鳃和瓣鳃类碎片，其时代相当于早白垩世。

白垩系多呈紫红色、黄绿色等色调，具有块状、厚层状构造，平行层理。砾石成分复杂，主要有灰岩（下伏地层中的灰岩）、硅质岩、石英砂岩等，砾石最大直径 20～30cm，一般 3cm×5cm，最小 1cm×2cm，磨圆度中等或次棱角状，砾石大小混杂，分选性差，为杂基支撑，充填式胶结类型，表明是山间盆地形成的一套陆相湖泊淡水沉积建造。

康县—琵琶寺—南坪蛇绿混杂带内变质火山岩主要以构造岩片的形式卷入该构造带，火山岩岩片主要出露在康县旧城、碾坝、刘坝、豆坝、琵琶寺、南坪隆康和九寨沟沟口几个地区。

第二节 康县地区基性火山岩

一、区域地质特征

康县地区的基性火山岩主要分布在康县县城北边的旧城—碾坝—刘坝—豆坝一线，岩石普遍受到明显的绿片岩相变质作用，呈岩片状产出，与区域构造线的方向一致。火山岩片长度从2～5km不等，岩片宽度一般在30～150m，夹持于强烈变形的泥盆系灰黑色—深灰色绢云母千枚岩中，与周围地层呈韧性断层接触关系，岩片产状与围岩片理产状平行一致，均为北倾。

在康县县城北旧城一带，泥盆系三河口群灰黑色绢云母千枚岩夹薄层结晶灰岩中构造夹持、出露有宽100～150m的变质基性火山岩（绿片岩）岩片，火山岩南北两侧直接围岩均为浅黑色—灰色薄层条带状结晶灰岩，绿片岩及灰岩均具有强烈的韧性剪切变形，发育有相同构造样式的紧闭不对称褶皱构造以及片理，片理北倾。绿片岩中见有深灰色硅质岩夹层，且多呈构造透镜体产出。在康县县城以西的碾坝崔家湾—黑炭沟口一线，豆坝卢家沟、刘坝一线的泥盆系灰黑色绢云母千枚岩中也夹持有宽约30～100m的变质基性火山岩（绿片岩）岩片。火山岩均已变形变质为绿片岩，主要岩性为灰绿色绿帘绿泥片岩、绿泥钠长片岩等，原岩以玄武岩为主。岩石变形强烈，透入性面理非常发育。火山岩的岩石特征及变形变质特征均与琵琶寺一带的基性火山岩非常相似，同在一带内，同为构造岩块出露，可以对比。

康县—琵琶寺—南坪蛇绿混杂带内火山岩属于浅变质火山岩系（绿片岩相），其化学成分分析结果列于表4-1中。

表4-1 康县地区蛇绿混杂带火山岩化学成分（%）及微量元素（$\times10^{-6}$）分析结果

Table. 4-1 Major (%) and trace element ($\times10^{-6}$) analyses of the volcanic rocks

编号	KX-01	KX-02	KX-03	NB-10	NB-11	LB-05	LB-06	DB-08	DB-15
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
SiO_2	47.37	45.99	48.05	47.05	48.00	47.03	46.05	45.04	48.01
TiO_2	1.95	2.45	2.32	2.17	1.80	1.75	1.47	2.00	1.15
Al_2O_3	13.71	13.20	14.47	15.16	16.79	17.26	19.08	18.28	18.09
Fe_2O_3	5.04	5.43	5.40	5.47	5.50	5.80	5.05	6.00	6.00
FeO	8.56	8.67	7.10	10.23	9.20	7.00	7.15	9.60	6.10
MnO	0.18	0.18	0.16	0.23	0.23	0.19	0.19	0.36	0.21
MgO	8.40	8.60	7.20	6.20	7.00	5.40	5.60	8.20	3.60
CaO	8.30	9.00	10.20	9.20	6.10	10.10	10.00	3.30	10.10
Na_2O	2.61	2.40	2.07	2.05	2.83	3.10	2.67	2.96	2.51
K_2O	0.27	0.34	0.42	0.43	0.51	0.27	0.27	0.13	0.24

续表

编号	KX-01	KX-02	KX-03	NB-10	NB-11	LB-05	LB-06	DB-08	DB-15
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
P_2O_5	0.55	0.43	0.57	0.20	0.27	0.18	0.20	0.27	0.30
LOI	2.86	2.59	1.69	1.50	1.40	1.65	2.00	3.70	3.40
Total	99.80	99.28	99.65	99.89	99.63	99.73	99.73	99.84	99.71
Li	30.3	33.5	21.8	14.7	24.1	20.5	24.7	83.7	43.7
Sc	32.9	30.5	34.0	50.2	26.3	38.7	41.5	19.2	47.6
V	307	303	326	564	316	300	294	232	233
Cr	381	371	438	14.7	140	273	292	128	267
Co	56.2	57.5	49.0	59.6	61.0	47.3	52.2	56.6	52.0
Ni	206	199	153	56.5	67.0	74.5	85.2	79.2	88.1
Cu	217	283	187	275	79.8	97.2	137	135	133
Zn	162	173	130	143	148	103	117	167	108
Ga	22.6	21.2	22.5	24.4	23.3	19.8	19.0	20.8	19.9
Ge	2.00	1.36	2.16	1.94	1.23	1.81	1.59	1.90	2.38
As	14.2	11.3	16.2	12.1	11.2	13.4	11.8	11.4	14.9
Rb	4.74	6.32	8.24	10.4	6.59	6.13	6.35	2.63	5.54
Sr	404	442	936	506	382	238	207	119	319
Y	31.8	31.9	30.3	27.5	24.1	30.4	31.5	26.9	29.4
Zr	253	256	257	129	116	130	130	165	125
Nb	42.6	42.4	36.5	17.0	16.0	10.3	11.2	11.9	8.10
Mo		5.29	2.91	2.06	14.0	5.23	11.8	273	15.3
Cd	0.22	0.34	0.26	0.20	0.08	0.16	0.16	0.29	0.24
In	0.21	0.16	0.12	0.10	0.11	0.11	0.11	0.08	0.14
Sn	6.13	3.65	4.22	2.63	0.90	2.32	3.48	3.81	3.18
Sb	3.74	3.64	5.38	1.47	1.69	3.14	1.47	2.03	2.82
Cs	0.18	0.26	0.63	2.66	0.26	0.27	0.32	0.19	0.32
Ba	130	161	269	84.6	136	100	119	62.5	99.9
La	34.2	32.2	29.5	12.5	11.9	9.62	10.2	8.55	11.8
Ce	76.5	74.2	68.0	29.9	28.1	29.4	25.2	24.2	29.4
Pr	10.1	9.42	9.04	4.22	3.82	3.30	3.68	3.40	3.90
Nd	43.5	42.2	42.5	19.1	17.4	16.7	17.8	16.2	18.9
Sm	9.58	9.68	9.50	5.06	4.76	4.97	5.20	5.18	5.18
Eu	2.57	2.63	2.93	1.45	1.53	1.59	1.72	1.49	2.06
Gd	8.71	8.80	8.93	5.51	4.86	5.10	6.06	5.61	5.27
Tb	1.26	1.13	1.15	0.94	0.76	0.90	0.96	0.99	0.92
Dy	6.90	6.71	6.48	5.34	4.79	5.63	6.07	5.96	5.62
Ho	1.08	1.11	1.11	0.89	0.84	1.07	1.15	1.02	1.01
Er	2.63	2.84	2.87	2.78	2.30	3.03	3.11	2.74	2.83
Tm	0.33	0.34	0.36	0.38	0.29	0.40	0.42	0.42	0.35
Yb	2.17	2.17	2.32	2.27	2.04	2.56	2.77	2.72	2.46
Lu	0.31	0.31	0.31	0.36	0.32	0.39	0.40	0.37	0.35

续表

编号	KX-01	KX-02	KX-03	NB-10	NB-11	LB-05	LB-06	DB-08	DB-15
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
Hf	6.63	6.90	6.98	3.48	3.36	3.44	4.10	5.20	3.83
Ta	2.26	2.36	1.92	0.90	0.81	0.65	0.62	0.65	0.46
W	0.53	0.92	0.59	0.36	0.69	1.55	0.47	1.45	1.17
Pb	106	147	54.8	25.6	34.6	64.4	32.9	37.7	75.4
Th	2.82	2.74	2.31	1.07	1.03	0.75	0.93	0.88	0.84
U	0.78	0.73	0.62	0.32	0.29	0.21	0.21	0.19	0.17

注：由中国科学院贵阳地球化学研究所分析（2001）。其中 SiO_2—CO_2 采用湿法分析；Li—U 采用 ICP-MS 法分析。

根据 SiO_2-Nb/Y 图解（图 4-2a）可以看出，康县地区的基性火山岩可分为碱性和亚碱性两个系列，碱性系列主要分布在康县北部，亚碱性系列主要分布在碾坝、刘坝及豆坝地区。岩石类型（图 4-2b）主要为亚碱性玄武岩、碱性玄武岩和碧玄岩类。

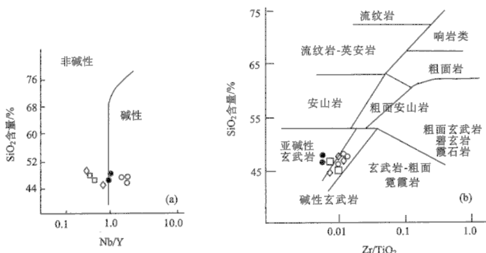


图 4-2 火山岩 SiO_2-Nb/Y 图解（a）和 SiO_2-Zr/TiO_2 图解（b）
（据 Winchester and Floyd，1977）
Fig. 4-2 SiO_2-Nb/Y (a) and SiO_2-Zr/TiO_2 (b) diagrams of the volcanic rocks
○. 康县火山岩；●. 碾坝火山岩；□. 刘坝火山岩；◇. 豆坝火山岩

岩石为暗绿—黑绿色，块状构造，常发育有片理构造。变余斑状结构，斑晶为辉石和斜长石，辉石斑晶大多已绿泥石化。基质为微—细粒变晶结构，主要组成矿物有绿泥石、绿帘石和钠长石小颗粒。部分样品镜下显示出强烈的剪切片理化现象，矿物破碎且具明显的定向排列，有时可见部分斑晶颗粒显示不对称旋转碎斑系特征。

二、主量元素地球化学特征

本区碱性玄武岩的 SiO_2 含量介于 45.99%～48.05%之间，岩石 Fe_2O_3、FeO、MgO 含量高，平均值分别为 5.56%，7.74%和 5.94%，且绝大多数样品的 FeO＞Fe_2O_3。值得注意的是，本区玄武岩 TiO_2 含量介于 1.95%～2.45%之间。就 TiO_2 含量而言，本区玄武岩类的 TiO_2%含量大体处在洋岛拉斑玄武岩（2.5%）的 TiO_2 含量范围之内。本区亚碱性玄武岩主要分布在碾坝、刘坝及豆坝地区，岩石的 SiO_2 含量介于 45.04%～48.01%之间，属于玄武岩的成分范围，岩石的 Fe_2O_3、FeO、MgO 相对较高，绝大多数样品的 FeO＞Fe_2O_3。本区亚碱性玄武岩的 TiO_2 含量介于 1.15%～2.17%之间，明显高于活动大陆边缘及岛弧区火山岩（0.83%，0.58%～0.85%）的 TiO_2 含量，与洋中脊拉斑玄武岩（1.5%）的 TiO_2 含量接近。

三、火山岩稀土元素地球化学

分析结果表明，康县北部地区蛇绿构造混杂带内的 9 个火山岩样品的球粒陨石标准化稀土元素配分模式均显示轻稀土富集的特征，类似于洋岛玄武岩（OIB）的稀土元素地球化学特征。结合岩石的主量元素地球化学，康县地区的洋岛玄武岩可分为洋岛拉斑玄武岩（碾坝岩片、豆坝岩片、刘坝岩片）和洋岛碱性玄武岩（康县岩片）两类。

洋岛拉斑玄武岩类稀土总量相对较低，大多在（80～140）$\times10^{-6}$之间，平均为 97.15$\times10^{-6}$，高于本区洋脊拉斑玄武岩的稀土总量（57.88$\times10^{-6}$），但明显低于本区洋岛碱性玄武岩的稀土总量。该组岩石轻重稀土分异较明显，$\sum$LREE/$\sum$HREE 在 3～5 之间变化，平均为 3.94；岩石 $(La/Yb)_N$ 介于 1.85～5.71 之间，平均 3.72；$(Ce/Yb)_N$ 介于 1.97～4.99 之间，平均 3.51；δEu 在 0.84～1.19 之间变化，平均 0.94。说明岩石属轻稀土弱—中等富集型，基本无铕异常。在稀土元素球粒陨石标准化配分型式图中（图 4-3），均显示为右倾负斜率轻稀土中度富集型，铕处无异常。

洋岛碱性玄武岩稀土元素特征与洋岛拉斑玄武岩类有明显区别，其稀土总量明显偏高，变化在（185～440）$\times10^{-6}$之间，平均为 304.87$\times10^{-6}$。岩石轻重稀土分异强烈，$\sum$LREE/$\sum$HREE 变化在 7～12 之间，平均为 9.35；岩石 $(La/Yb)_N$ 介于 9.14～19.80 之间，平均 14.71；$(Ce/Yb)_N$ 介于 8.15～15.64 之间，平均 11.98；δEu 在 0.84～1.03 之间变化，平均 0.93。表明该组岩石属轻稀土强烈富集型，且同样未显示铕的异常。稀土元素球粒陨石标准化配分型式图中（图 4-3），本区洋岛碱性玄武岩类显示为右倾负斜率轻稀土强烈富集型，铕处基本无异常。

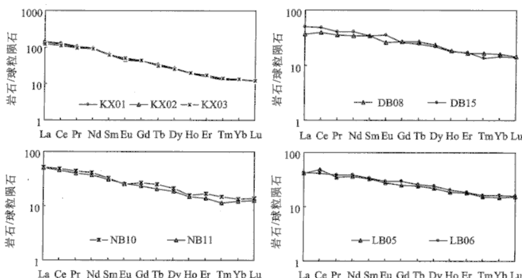


图 4-3 康县基性火山岩的稀土元素球粒陨石标准化配分型式图

Fig. 4-3 Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns of the meta-volcanic rocks in Kangxian area

上述分析表明，在康县地区，洋岛拉斑和洋岛碱性火山岩的稀土元素特征具有明显的演化规律。由洋岛拉斑玄武岩→洋岛碱性玄武岩，稀土总量呈逐渐增高的趋势，$(La/Yb)_N$、$(Ce/Yb)_N$、$\sum LREE/\sum HREE$ 逐渐增高，轻重稀土分异程度、轻稀土富集度逐渐增高，符合大洋板内洋岛型火山作用岩浆演化的正常趋势。

四、火山岩微量元素地球化学特征及形成构造环境的判别

康县地区洋岛拉斑玄武岩微量元素原始地幔标准化配分型式图（图 4-4），总体呈平坦型分布型式，斜率趋近于零，其中碾坝、刘坝洋岛拉斑玄武岩的微量元素丰度最为稳定。岩石/原始地幔值大约在 10 左右，而微量元素 N 型 MORB 标准化配分型式图（图 4-5）则表明，本区洋岛拉斑玄武岩总体呈弱的隆起型（驼峰状）分布型式，Rb、Ba、Th、Ta、Nb 具轻微富集的特征，而 Zr、Hf、Sm、Ti、Y、Yb 等元素则丰度值相对较低，配分曲线呈轻微的右倾负斜率状。

而本区洋岛碱性玄武岩原始地幔标准化配分型式，尤其是 N 型 MORB 标准化配分型式，则呈较典型的隆起型（驼峰式）分布型式，以 Ba、Th、Nb、Ta 的较强富集为特征，这一显著的地球化学特征与岛弧火山岩和洋脊玄武岩均有明显区别，而总体显示为板内火山岩的地球化学特征（图 4-4，图 4-5）。而且，自洋岛拉斑玄武岩→洋岛碱性玄武岩，Ti 的亏损逐渐增强，而 Ba、Th、Nb、Ta 的富集度却逐渐升高，反映了洋岛火山作用正常的岩浆演化趋势。

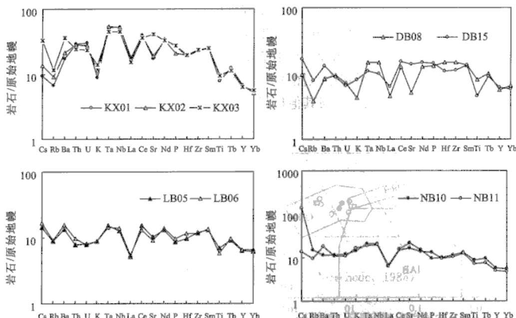


图 4-4　康县基性火山岩微量元素原始地幔标准化配分型式图

Fig. 4-4　Primitive mantle normalized trace element distribution patterns of the meta-volcanic rocks in Kangxian area

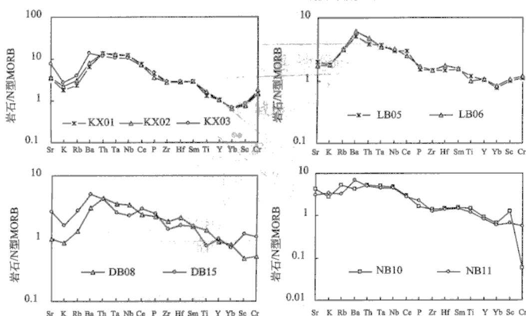


图 4-5　康县基性火山岩微量元素 N-MORB 标准化配分型式图

Fig. 4-5　N-MORB normalized trace element distribution patterns of the meta-volcanic rocks in Kangxian area

在 Nb/Th-Nb、La/Nb-La 构造环境判别图中（图 4-6），本区洋岛玄武岩类均无一例外地落入 OIB 区内。在 Th/Yb-Ta/Yb 图解中（图 4-7），所有样品投影点均处在 OIB 趋势线上。Nb/Zr/Y 不活动痕量元素判别图解可以有效地判别火山岩的形成环境。在该图解中（图 4-8），本区洋岛拉斑和洋岛碱性玄武岩类分别落入 WPB 和 WPA 区内，与其他痕量元素判别结果以及稀土元素的分析结果完全一致。

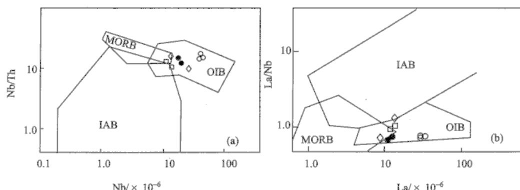


图 4-6　火山岩 Nb/Th-Nb（a）和 La/Nb-La（b）图解（据李曙光，1993）

Fig. 4-6　The Nb/Th-Nb (a) and La/Nb-La (b) diagrams

MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；IAB. 岛弧玄武岩；○. 康县火山岩；●. 碾坝火山岩；□. 刘坝火山岩；◇. 豆坝火山岩

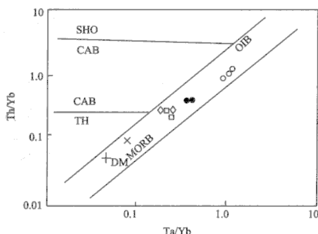


图 4-7　火山岩 Th/Yb-Ta/Yb 图解（据 Pearce，1983）

Fig. 4-7　The Th/Yb-Ta/Yb diagram

SHO. 钾玄岩系列；CAB. 钙碱系列；TH. 拉斑系列；DM. 亏损地幔；MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；○. 康县火山岩；●. 碾坝火山岩；□. 刘坝火山岩；◇. 豆坝火山岩

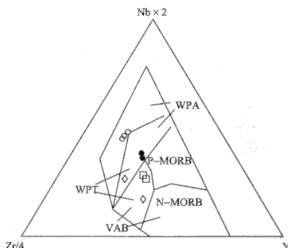


图 4-8　火山岩 Nb/Zr/Y 图解（据 Meschede，1986）

Fig. 4-8　The Nb/Zr/Y diagram

WPA. 板内碱性玄武岩；WPT. 板内拉斑玄武岩；P-MORB. P 型洋中脊玄武岩；N-MORB. N 型洋中脊玄武岩；VAB. 岛弧玄武岩；○. 康县火山岩；●. 碾坝火山岩；□. 刘坝火山岩；◇. 豆坝火山岩

上述分析充分表明，本区洋岛火山岩类形成于大洋板内环境，为大洋板块内部岩浆作用的产物。洋岛拉斑和洋岛碱性两类玄武岩具有同源岩浆演化趋势，为洋岛火山作用岩浆结晶分异演化的产物。

第三节　武都—文县地区基性火山岩

一、区域地质概况

武都—文县地区的基性火山岩主要分布于武都琵琶寺—月照山一带，呈大型构造岩片产出，向东断续延伸至康县豆坝一带。在琵琶寺一带出露最宽，北侧与三河口群呈断层接触，南侧与一套泥盆系变质砾岩及石炭系灰岩呈构造接触关系，主要岩性为灰绿色绿帘绿泥片岩、绿泥钠长片岩及绢云石英片岩夹变质凝灰质砂岩等。原岩以玄武岩及相应的凝灰岩为主，剖面上各岩类的出露以玄武岩类为主，西部月照一带剖面上变质碎屑岩（绢云母石英片岩）增多。本身构成一个背斜构造，琵琶寺乡以南面理南倾，产状 150°～165°∠70°～85°，以北面理北倾，产状 335°～345°∠55°～65°。岩石变形强烈，透入性面理非常发育，尤其是其中的变质碎屑岩及火山碎屑岩夹层均已变形变质为糜棱岩类岩石，发育韧性剪切变形构造。变质火山岩岩石为深黑色绿泥石片岩，呈宽约 200～400m、长约 500～700m 的两条火山岩岩片夹持在构造混杂带内，与洋岛型玄武岩呈明显的

构造接触关系，接触带为强烈的片理化构造带。

二、岩石地球化学特征

根据琵琶寺火山岩地球化学分析结果（表 4-2），利用 SiO_2-Nb/Y 图解（图 4-9a）和 SiO_2-Zr/TiO_2 图解（图 4-9b），可将琵琶寺地区的基性火山岩区分为洋脊型拉斑玄武岩和洋岛型拉斑玄武岩两类。

图 4-9　火山岩 SiO_2-Nb/Y 图解（a）和 SiO_2-Zr/TiO_2 图解（b）

（Winchester and Floyd，1977）

Fig. 4-9　SiO_2-Nb/Y (a) and SiO_2-Zr/TiO_2 (b) diagrams of the volcanic rocks

+. 琵琶寺洋脊型玄武岩；◆. 琵琶寺洋岛型玄武岩

表 4-2　琵琶寺火山岩化学成分（%）及微量元素（$\times 10^{-6}$）分析结果

Table 4-2　Major (%) and trace element ($\times 10^{-6}$) analyses of the Pibasi volcanic rocks

编号	PBS-01	PBS-06	PBS-13	PBS-30	PBS-35	PBS-12	PBS-17	PBS-18	PBS-20	PBS-29
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
系列	洋脊型拉斑玄武岩系列					洋岛型拉斑玄武岩系列				
SiO_2	49.64	49.06	48.63	50.94	49.25	48.36	52.33	50.88	50.67	47.65
TiO_2	1.52	1.65	1.10	1.37	1.38	1.66	1.85	1.75	1.90	1.85
Al_2O_3	14.22	12.18	16.06	15.23	16.25	17.52	14.47	14.48	15.04	14.98
Fe_2O_3	7.33	6.00	4.60	4.35	4.62	5.00	5.10	5.70	5.05	9.15
FeO	6.37	8.20	5.20	7.05	7.18	7.20	7.30	7.60	7.65	5.95
MnO	0.20	0.21	0.24	0.18	0.20	0.14	0.15	0.15	0.17	0.20
MgO	5.60	5.40	4.90	6.20	6.90	4.60	3.50	4.80	4.10	4.00
CaO	7.30	10.00	9.50	8.40	8.80	6.00	6.10	5.60	7.00	7.70

续表

编号	PBS-01	PBS-06	PBS-13	PBS-30	PBS-35	PBS-12	PBS-17	PBS-18	PBS-20	PBS-29
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
系列	洋脊型拉斑玄武岩系列					洋岛型拉斑玄武岩系列				
Na_2O	4.56	3.83	3.84	1.07	2.76	4.18	4.89	3.65	4.21	2.08
K_2O	0.07	0.07	0.13	1.02	0.21	0.46	0.39	1.11	0.09	2.13
P_2O_5	0.23	0.20	0.07	0.10	0.11	0.30	0.30	0.43	0.37	0.67
LOI	2.55	2.66	5.50	3.68	2.21	4.00	3.53	3.52	3.40	3.50
Total	99.59	99.46	99.77	99.59	99.87	99.42	99.91	99.67	99.65	99.86
Li	19.7	12.2	32.9	39.4	28.6	25.2	18.0	36.2	29.6	31.1
Sc	51.5	55.0	42.1	47.4	54.4	23.9	32.6	29.1	46.7	45.3
V	362	439	203	262	354	197	210	257	276	380
Cr	85.0	89.1	228	155	169	170	103	177	98.1	136
Co	43.5	47.2	44.5	50.5	59.0	54.6	52.6	56.0	51.7	63.2
Ni	49.5	50.9	108	69.9	90.5	145	89.2	150	49.1	182
Cu	271	262	162	179	206	126	130	1245	154	2982
Zn	295	632	90.6	118	122	127	127	561	144	3818
Ga	14.4	21.0	16.2	19.5	19.3	17.5	19.9	21.4	18.2	22.9
Ge	1.43	1.89	1.10	2.46	2.46	1.07	1.38	1.30	1.09	2.15
As	20.7	17.3	14.4	15.1	17.0	15.0	12.2	211	14.8	461
Rb	0.58	0.62	2.10	28.1	4.49	8.02	9.91	29.2	1.60	55.7
Sr	154	259	127	771	130	93.6	122	103	84.2	144
Y	43.9	47.6	23.2	31.4	34.9	19.8	26.1	29.1	38.4	38.8
Zr	111	132	50.3	78.9	96.6	124	163	203	153	187
Nb	2.49	2.61	1.59	3.09	2.22	13.4	16.1	18.6	7.62	25.2
Mo	16.3	7.68	5.22	3.84	6.32	7.24	12.2	148	5.84	121
Cd	0.68	1.78	0.26	0.10	0.29	0.13	0.26	2.15	0.25	7.29
In	0.22	0.30	0.12	0.18	0.22	0.15	0.11	1.55	0.18	2.77
Sn	5.61	3.74	2.23	2.71	2.47	2.28	2.82	16.4	2.47	45.2
Sb	7.83	5.28	3.59	4.56	5.66	4.16	5.27	196	3.72	417
Cs	0.24	0.11	0.31	2.02	0.42	0.69	0.49	1.13	0.14	3.42
Ba	175	57.3	55.2	450	81.0	147	124	269	263	743
La	4.24	4.35	3.34	3.89	3.87	14.6	17.2	17.5	9.49	20.7
Ce	13.7	14.1	8.08	11.0	12.6	32.8	39.4	41.2	26.1	48.2
Pr	2.36	2.47	1.27	1.82	2.30	4.26	5.07	5.60	3.92	6.45
Nd	12.7	14.1	6.97	10.3	13.3	18.7	23.5	25.0	20.4	29.9
Sm	4.90	5.29	2.35	4.00	4.37	4.32	5.99	5.87	6.47	7.70
Eu	1.47	1.71	1.04	1.30	1.56	1.43	1.70	1.87	1.91	2.45
Gd	6.50	6.40	3.15	4.65	5.66	4.64	5.73	5.93	6.99	8.00
Tb	1.16	1.23	0.58	0.85	1.00	0.70	0.84	0.91	1.15	1.17
Dy	8.19	8.28	4.00	5.68	6.63	4.13	5.45	5.66	7.79	7.60
Ho	1.65	1.62	0.80	1.20	1.27	0.72	0.89	1.03	1.37	1.42
Er	4.76	5.21	2.60	3.46	3.81	2.03	2.72	2.96	4.03	4.16
Tm	0.66	0.65	0.36	0.42	0.50	0.25	0.34	0.38	0.54	0.46

续表

编号	PBS-01	PBS-06	PBS-13	PBS-30	PBS-35	PBS-12	PBS-17	PBS-18	PBS-20	PBS-29
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
系列	洋脊型拉斑玄武岩系列					洋岛型拉斑玄武岩系列				
Yb	4.67	4.81	2.47	3.40	3.62	1.83	2.40	2.68	3.68	3.49
Lu	0.69	0.65	0.37	0.48	0.50	0.26	0.34	0.37	0.58	0.51
Hf	4.10	3.69	1.58	2.59	3.18	2.99	4.67	5.33	4.26	5.65
Ta	0.18	0.18	0.13	0.22	0.14	0.77	0.85	1.10	0.43	6.43
W	1.66	1.26	0.68	0.57	0.59	1.41	1.24	2.63	1.03	20.4
Pb	179	200	71.2	100	243	99.2	74.3	1320	70.3	5420
Th	0.20	0.16	0.13	0.22	0.17	1.07	1.24	1.53	0.59	2.13
U	0.14	0.08	0.08	0.09	0.08	0.22	0.30	0.33	0.16	1.70
Nb/U	18.4	32.7	21.2	34.7	29.3	61.5	53.6	55.9	48.2	14.9
Ce/Pb	0.08	0.07	0.11	0.11	0.05	0.33	0.53	0.03	0.37	0.01
Eu^*	0.80	0.90	1.17	0.92	0.96	0.97	0.89	0.97	0.87	0.95
$(La/Yb)_N$	0.65	0.65	0.97	0.82	0.77	5.71	5.15	4.68	1.85	4.26

注：由中国科学院贵阳地球化学研究所分析（2001）。其中，SiO_2—CO_2 采用湿法分析；Li—U 采用 ICP-MS 法分析。

1. 洋脊型拉斑玄武岩

琵琶寺洋脊型玄武岩属于浅变质火山岩系（绿片岩相），呈宽约 200～400m、长约 500～700m 的两条火山岩岩片夹持在构造混杂带内，其化学成分分析结果列于表 4-2 中。岩石为暗绿—黑绿色，块状构造，部分样品发育有片理构造。变余斑状结构，斑晶为辉石和斜长石，辉石斑晶大多已绿泥石化。基质为微—细粒变晶结构，主要组成矿物有绿泥石、绿帘石和钠长石小颗粒。

琵琶寺洋脊型玄武岩 SiO_2 含量变化不大，介于 48.63%～50.94%之间，均处在玄武岩的范围内，平均为 49.50%。岩石 Fe_2O_3、FeO、MgO 含量高，平均值分别为 5.38%，6.80%和 5.80%，且大多数样品的 FeO>Fe_2O_3。值得注意的是，本区玄武岩 TiO_2 含量介于 1.10%～1.65%之间，平均为 1.40%。就 TiO_2 含量而言，本区玄武岩类明显高于活动大陆边缘及岛弧区火山岩（0.83%，0.58%～0.85%）的 TiO_2 含量，而与洋脊拉斑玄武岩（1.5%）TiO_2 含量范围十分一致。

琵琶寺洋脊型玄武岩稀土总量较低，一般在（37～70）$\times 10^{-6}$之间，平均为 57.88$\times 10^{-6}$；轻重稀土分异不明显，$\sum$LREE/$\sum$HREE 十分稳定，在 1.40～1.60 之间变化，平均为 1.54；岩石 $(La/Yb)_N$ 介于 0.65～0.97 之间，平均为 0.77；$(Ce/Yb)_N$ 大多介于 0.82～0.97 之间，平均为 0.88；δEu 趋近于 1，变化不大，平均为 0.95，表明岩石基本无铕异常。在球粒陨石标准化配分图上（图 4-10），显示为轻稀土亏损型分布模式，具典型的 N 型 MORB 稀土元素地球化学特征，表明它们来自亏损的软流圈地幔。

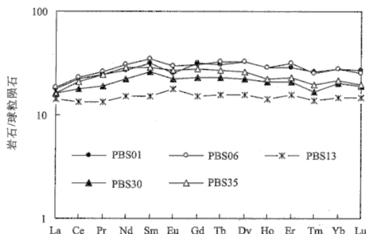


图 4-10　琵琶寺洋脊型玄武岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 4-10　Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns

微量元素的原始地幔标准化配分图解（图 4-11）显示，琵琶寺洋脊型玄武岩不相容元素具有以下特点：曲线总体显示为左倾正斜率亏损型分布型式，除 Ba、K 等活动性较强的大离子亲石元素变化较大外，其他元素自左向右随元素不相容性的降低，富集度逐渐增高，Zr、Sm、Tb、Y 等不相容性较弱的元素相对于 La、Ce、Nb 等不相容性稍强的元素略呈富集状态。曲线中无 Nb、Ta 的亏损现象，这与岛弧火山岩显著不同。有微弱的 Ti 谷，说明岩浆体系中存在较弱的钛铁氧化物分离结晶现象。该组玄武岩 Ti/V 为 22.5～32.5（平均为 26.98）；Th/Ta 为 0.93～1.22（平均为 1.06）；Th/Y 为 0.003～0.007（平均为 0.005）；Ta/Yb 十分稳定，在 0.04～0.06 之间，平均为 0.05。它们与来自亏损的软流圈地幔的 MORB 型玄武岩，具有完全一致的微量元素地球化学特征，充分表明本

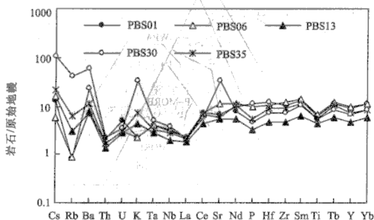


图 4-11　琵琶寺洋脊型玄武岩微量元素原始地幔标准化配分型式

Fig. 4-11　The Primitive mantle normalized trace element distribution patterns

区琵琶寺洋脊拉斑玄武岩属于典型的洋中脊成因类型，为洋壳蛇绿岩的组成部分。

在 Nb/Th-Nb、La/Nb-La 图解（图 4-12），以及 Nb/Zr/Y 图解中（图 4-13），该组玄武岩均无一例外地落入 MORB 型玄武岩区内；而 Th/Yb-Ta/Yb 图解（图 4-14）则清楚地表明，该组玄武岩来自亏损的 MORB 型地幔源区。所有上述分析都充分说明，琵琶寺洋脊拉斑玄武岩为典型的洋壳蛇绿岩组成部分，代表勉略洋盆发育期间古洋壳的残片。

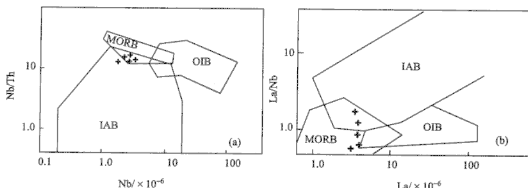


图 4-12　琵琶寺洋脊型玄武岩 Nb/Th-Nb (a) 和 La/Nb-La (b) 图解（据李曙光，1993）

Fig. 4-12　The Nb/Th-Nb (a) and La/Nb-La (b) diagrams

MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；IAB. 岛弧玄武岩；+. 琵琶寺洋脊型玄武岩

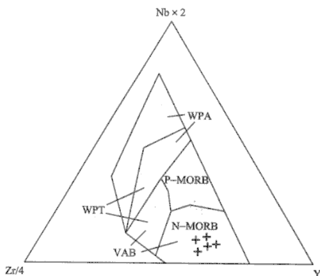


图 4-13　琵琶寺洋脊型玄武岩 Nb/Zr/Y 图解（据 Meschede，1986）

Fig. 4-13　The Nb/Zr/Y diagrams

WPA. 板内碱性玄武岩；WPT. 板内拉斑玄武岩；P-MORB. P 型洋中脊玄武岩；N-MORB. N 型洋中脊玄武岩；VAB. 岛弧玄武岩；+. 琵琶寺洋脊型玄武岩

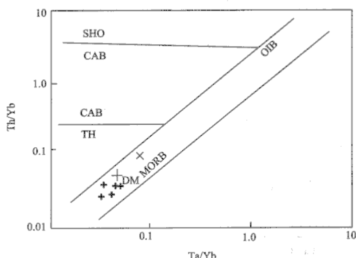


图 4-14　琵琶寺洋脊型玄武岩 Th/Yb-Ta/Yb 图解（据 Pearce，1983）

Fig. 4-14　The Th/Yb-Ta/Yb diagram for the volcanic rocks

SHO. 钾玄岩系列；CAB. 钙碱系列；TH. 拉斑系列；DM. 亏损地幔；MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；+. 琵琶寺洋脊型玄武岩

总之，琵琶寺洋壳蛇绿岩岩片岩石类型为典型的 MORB 型拉斑玄武岩，具有轻稀土亏损的稀土配分型式，不活动痕量元素及其比值 Th/Yb、Ta/Yb、Ti/Y、Ti/Zr 等指示其来源于亏损的软流圈地幔。琵琶寺蛇绿岩与勉县—略阳地区庄科蛇绿岩以及德尔尼蛇绿岩完全可以类比。因此，康县—琵琶寺—南坪蛇绿构造混杂带乃是勉略带向西延伸的组成部分。

2. 洋岛型拉斑玄武岩

琵琶寺洋岛型拉斑玄武岩 SiO_2 含量变化不大，介于 47.65%～52.33%之间，均处在玄武岩的范围内，平均为 49.98%。岩石 Fe_2O_3、FeO、MgO 含量高，平均值分别为 6.00%、7.14%和 4.20%，且大多数样品的 $FeO>Fe_2O_3$。值得注意的是，本区玄武岩 TiO_2 含量介于 1.66%～1.90%之间，平均为 1.80%。就 TiO_2 含量而言，本区玄武岩类明显高于活动大陆边缘及岛弧区火山岩（0.83%，0.58%～0.85%）的 TiO_2 含量，而与洋岛拉斑玄武岩的高 TiO_2 含量特征十分一致。

琵琶寺洋岛型拉斑玄武岩稀土总量较低，一般在（90～142）$\times10^{-6}$之间，平均为 111.14×10^{-6}；轻重稀土分异明显，ΣLREE/ΣHREE 较高且变化大，在 2.61～5.22 之间变化，平均为 4.39；岩石 $(La/Yb)_N$ 介于 1.85～5.71 之间，平均为 4.33；$(Ce/Yb)_N$ 介于 1.97～4.99 之间，平均为 3.93；δEu 趋近于 1，变化不大，平均为 0.92，表明岩石基本无铕异常。在球粒陨石标准化配分图上

（图 4-15），显示为轻稀土中度富集型配分模式。

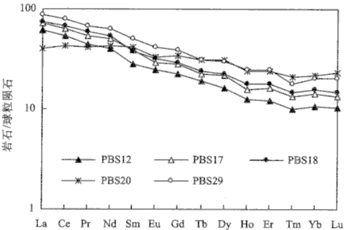


图 4-15 琵琶寺洋岛型玄武岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 4-15 Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns

微量元素的原始地幔标准化配分图解（图 4-16）显示，琵琶寺洋岛型拉斑玄武岩不相容元素具有以下特点：曲线总体显示为右倾负斜率富集型配分型式，除 Ce、Rb、Ba、Th、U、K 等活动性较强的大离子亲石元素变化较大外，其他元素自左向右，随元素不相容性的降低，富集度逐渐降低。曲线中无 Nb、Ta 的亏损现象，这与岛弧火山岩显著不同。有微弱的 Ti 谷，说明岩浆体系中存在较弱的钛铁氧化物分离结晶现象，它们与典型的洋岛型拉斑玄武岩具有完全一致的微量元素地球化学特征。

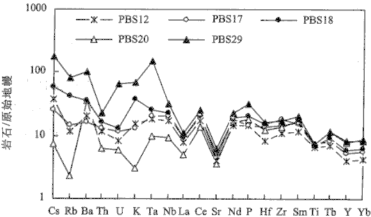


图 4-16 琵琶寺洋岛型玄武岩微量元素原始地幔标准化配分型式

Fig. 4-16 The Primitive mantle normalized trace element distribution patterns

在 Nb/Th-Nb、La/Nb-La 图解（图 4-17），以及 Nb/Zr/Y 图解中（图 4-18），该组玄武岩均无一例外地落入 OIB 型和 WPT 型玄武岩区内。而 Th/Yb-Ta/Yb 图解（图 4-19）则清楚地表明，该组玄武岩来自富集的 OIB 型地幔源区。所有上述分析都充分说明，琵琶寺洋岛拉斑玄武岩为大洋板内岩浆活动的产物。

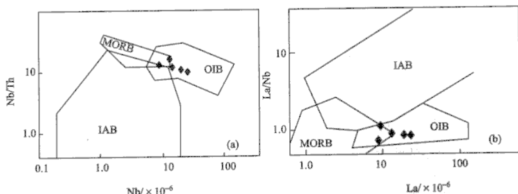


图 4-17　琵琶寺洋岛型玄武岩 Nb/Th-Nb (a) 和 La/Nb-La (b) 图解（据李曙光，1993）

Fig. 4-17　The Nb/Th-Nb (a) and La/Nb-La (b) diagrams

MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；IAB. 岛弧玄武岩；◆. 琵琶寺洋脊型玄武岩

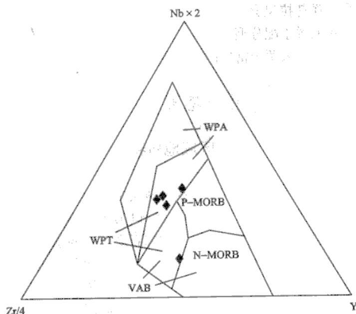


图 4-18　琵琶寺洋岛型玄武岩 Nb/Zr/Y 图解（据 Meschede，1986）

Fig. 4-18　The Nb/Zr/Y diagrams

WPA. 板内碱性玄武岩；WPT. 板内拉斑玄武岩；P-MORB. P 型洋中脊玄武岩；N-MORB. N 型洋中脊玄武岩；VAB. 岛弧玄武岩；◆. 琵琶寺洋脊型玄武岩

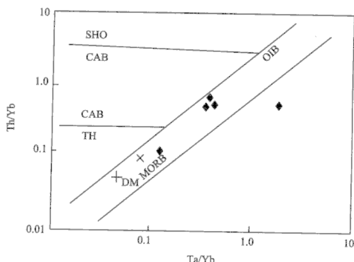


图 4-19 琵琶寺洋岛型玄武岩 Th/Yb-Ta/Yb 图解（据 Pearce，1983）

Fig. 4-19 The Th/Yb-Ta/Yb diagram for the volcanic rocks

SHO. 钾玄岩系列；CAB. 钙碱系列；TH. 拉斑系列；DM. 亏损地幔；

MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；◆. 琵琶寺洋脊型玄武岩

总之，琵琶寺洋岛拉斑玄武岩片岩石类型为典型的 OIB 型拉斑玄武岩，具有轻稀土中度富集的稀土配分型式，不活动痕量元素及其比值 Th/Yb、Ta/Yb、Ti/Y、Ti/Zr 等指示其来源于富集的 OIB 型地幔。

第四节　隆康—塔藏地区基性火山岩

一、区域地质特征

隆康—塔藏一带泥盆系是在原划三叠系地层中由于发现大量泥盆纪牙形石以及出露有一套基性火山岩而解体出来的（杨恒书等，1995），并可与文县—武都—康县地区的泥盆系三河口群对比，与周围石炭—二叠系和三叠系均呈断层接触关系，剖面上构成断裂岩片带，以构造关系产出。泥盆系与火山岩分别位于塔藏和隆康南北两个构造岩片中（图 4-20，图 4-21），中间夹有以断层夹块形式产出的石炭—二叠纪灰岩和三叠系中统砂板岩，均呈断层接触，为此还建立了塔藏火山岩-碎屑岩组和隆康碳酸盐岩组（杨恒书等，1995）。

塔藏一带基性火山岩发育，主要岩性为灰绿色玄武岩、玄武安山岩、玄武安山质火山角砾岩、凝灰岩以及深灰—灰黑色粉砂质板岩、深灰色薄—中厚层状变质砂岩夹薄层状结晶灰岩。

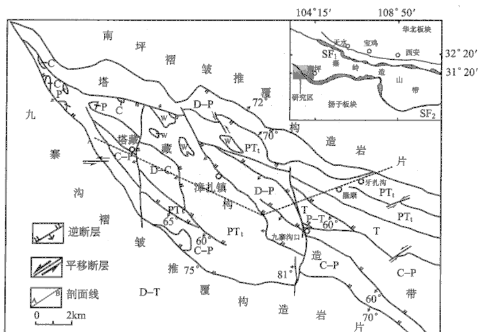


图 4-20 塔藏地区地质构造略图

Fig. 4-20 Sketch geological map of the Tazang area

SF_1. 商丹古缝合带；SF_2. 勉略古缝合带；PTt. 元古界；D—P. 泥盆—二叠系；C—P. 石炭—二叠系；P—T. 二叠—三叠系；C. 石炭系；P. 二叠系

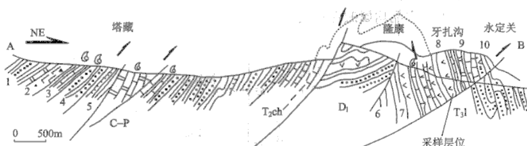


图 4-21 塔藏—隆康地质剖面图（据杨恒书等，1995）

Fig. 4-21 Schematic illustration of the Tazang-Longkang geological section

1. 深灰—灰黑色千枚状板岩中夹中厚层状变质细砂岩，顶部夹放射虫硅质岩，下部以砂岩为主（未见底）；2. 深灰色安山质火山角砾岩，凝灰岩的多个韵律层；3. 深灰色板岩夹砂岩，中部夹薄层状结晶灰岩，产牙形石；4. 深灰色中厚层状变质石英砂岩，中部夹少许灰黑色粉砂质板岩；5. 深灰—灰黑色含粉砂质板岩，中部夹薄—中层状砂岩，上部夹灰岩；6. 浅灰色中厚层状白云质灰岩夹少许板岩，产牙形石；7. 灰色厚层状结晶灰岩、硅化白云质灰岩，中夹条带状含放射虫硅质岩；8. 灰绿色中—厚层状中基性熔结凝灰岩夹薄层灰岩及硅质条带，产遗迹化石；9. 灰绿色片理化中基性火山凝灰岩与薄—中厚层状细粒结晶灰岩互层；10. 深灰色中—厚层状中细粒变质砂岩夹板岩；C—P. 石炭—二叠系；D. 泥盆纪塔藏火山岩—碎屑岩组；T_2ch. 中三叠统黑斯组；T_3l. 上三叠统纳鲁组

隆康一带隆康碳酸盐岩组（D_{31}）主要由碳酸盐岩夹火山岩、砂板岩组成，主要岩性为薄—中厚层状结晶灰岩、中—厚层状白云质灰岩、薄层灰岩夹灰绿色片理化中基性火山岩（绿片岩）及相应的火山凝灰岩、中基性晶屑凝灰岩、砂岩、板岩及硅质岩条带。塔藏火山岩主要分布于南坪县九寨沟西侧的塔藏、漳扎及北侧的隆康等地，均呈构造岩片形式夹于泥盆系塔藏群、石炭系和三叠系地层当中。

塔藏一带的火山岩由爆发相玄武质—玄武安山质火山集块岩、角砾岩、凝灰岩和溢流相玄武岩、玄武安山岩等熔岩组成，中夹少量砂板岩和结晶灰岩。这些火山岩呈灰黑色—黑绿色，块状构造，大部分为集块岩和角砾岩，角砾成分和胶结物成分基本相同，少量为超镁铁质岩。隆康一带主要由碳酸盐岩、砂板岩组成，夹持有火山岩，主要岩性为薄—中厚层状结晶灰岩、中—厚层状白云质灰岩、薄层灰岩，夹持灰绿色片理化中基性火山岩和中基性火山凝灰岩、中基性晶屑凝灰岩、砂岩、板岩及硅质岩条带，其中的火山岩均已变质为绿片岩。隆康一带的火山岩大部分为变质基性火山岩，局部有杏仁状片理化玄武岩，呈灰绿色，片理发育，厚度一般为20～30m。

二、岩石地球化学特征

塔藏火山岩的岩石样品主要采自漳扎，5件火山岩的常量元素和微量元素分析结果列于表4-3中。从岩石化学成分上看，火山岩的TiO_2含量较高，为2.45%～3.00%，明显高于洋脊和岛弧玄武岩TiO_2含量均值。同时，Na_2O+K_2O含量也较高，介于3.07%～5.39%之间。在SiO_2-Nb/Y和SiO_2-Zr/TiO_2图解上（图4-22），样品均属碱性玄武岩系列，很明显岩石的碱含量比较高。

图4-22 火山岩SiO_2-Nb/Y图解（a）和SiO_2-Zr/TiO_2图解（b）(Winchester and Floyd，1977)

Fig. 4-22 SiO_2-Nb/Y (a) and SiO_2-Zr/TiO_2 (b) diagrams of the volcanic rocks

*. 隆康火山岩；■. 塔藏火山岩

表 4-3 塔藏火山岩化学成分（%）及微量元素（$\times10^{-6}$）分析结果

Table. 4-3 Major（%）and trace element（$\times10^{-6}$）analyses of the Tazang volcanic rocks

编号	LK-06	LK-07	LK-10	TZ01	TZ02
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
SiO_2	46.19	42.79	42.94	43.19	42.01
TiO_2	2.60	2.45	2.60	2.60	3.00
Al_2O_3	17.55	18.79	18.31	12.28	10.62
Fe_2O_3	5.80	4.88	5.00	4.36	5.71
FeO	8.10	9.42	9.50	7.74	7.29
MnO	0.16	0.13	0.17	0.16	0.17
MgO	6.30	6.70	7.40	7.60	8.20
CaO	4.80	4.20	4.30	11.60	9.70
Na_2O	2.34	3.34	2.58	1.39	1.09
K_2O	3.05	1.21	2.04	1.68	2.11
P_2O_5	0.97	1.03	1.04	0.50	0.46
CO_2				2.38	2.10
LOI	1.80	4.70	4.10	3.89	3.82
Total	99.66	99.64	99.98	99.37	96.28
Li	43.8	58.4	53.6	10.5	14.9
Sc	15.7	16.0	15.7	34.8	34.7
V	243	243	211	328	329
Cr	28.3	27.6	22.1	567	582
Co	33.5	42.5	44.5	70.4	74.1
Ni	26.4	32.7	28.9	224	221
Cu	79.4	80.8	619	141	143
Zn	193	193	222	111	121
Ga	32.2	33.8	31.3	19.7	21.5
Ge	1.76	2.40	1.78	1.62	1.63
As	12.4	15.6	15.0		
Rb	54.6	27.0	30.8	31.7	35.7
Sr	402	446	410	259	278
Y	43.0	45.3	43.8	26.7	27.0
Zr	601	613	564	232	239
Nb	134	135	129	38.0	39.5
Mo	5.23	2.11	5.07	0.56	0.55
Cd	0.17	0.15	0.23	0.13	0.11
In	0.15	0.16	0.67	0.07	0.07
Sn	4.04	4.58	7.68	2.49	2.58
Sb	3.12	6.06	2.66	0.19	0.20
Cs	3.82	1.72	2.69	0.17	0.18
Ba	2692	1101	2173	169	184

续表

编号	LK-06	LK-07	LK-10	TZ01	TZ02
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
La	77.6	95.6	89.7	29.9	33.4
Ce	161	183	183	69.1	73.6
Pr	18.6	21.0	20.9	8.49	8.91
Nd	72.7	84.2	82.2	38.3	38.8
Sm	14.7	16.3	16.2	8.48	9.15
Eu	4.50	4.61	4.72	2.52	2.74
Gd	11.4	13.0	13.1	7.82	8.18
Tb	1.70	1.78	1.72	1.16	1.19
Dy	8.91	9.86	9.55	6.04	6.56
Ho	1.54	1.55	1.47	1.08	1.10
Er	3.96	3.96	4.15	2.65	2.81
Tm	0.48	0.51	0.46	0.34	0.40
Yb	3.14	3.50	3.25	2.16	2.19
Lu	0.44	0.45	0.49	0.29	0.30
Hf	14.9	15.2	14.4	7.11	7.56
Ta	7.60	7.71	7.27	2.69	2.73
W	0.92	2.01	1.10	50.5	44.4
Pb	80.8	45.5	221	1.65	1.91
Th	12.3	12.6	12.1	3.91	3.94
U	2.01	3.05	3.14	1.01	1.05
Nb/U	66.9	44.3	41.3	37.6	37.7
Ce/Pb	1.99	4.03	0.83	41.8	38.5
Eu*	1.07	0.97	0.99	0.95	0.97
$(La/Yb)_N$	17.7	19.6	19.8	9.95	10.9

注：由中国科学院贵阳地球化学研究所分析（2001）。其中 SiO_2—CO_2 采用湿法分析；Li—U 采用 ICP-MS 法分析。

根据最新获得的塔藏和隆康两地火山岩的微量元素和稀土元素分析结果（表 4-3），两地玄武岩显示有差异。塔藏玄武岩类的 Ti/V 比值（50.70～50.81）、Ti/Y 比值（617～684）、Zr/Y 比值（8.70～8.83）、Nb/Y 比值（1.43～1.46）、Nb/La 比值（1.18～1.27）较高，均高于琵琶寺玄武岩和豆坝、碾坝、刘坝玄武岩，大致与康县北玄武岩接近；Ti/Zr 比值为 69.93～78.73，Th/Ta 比值为 1.44～1.46，Th/Yb 比值为 1.79～1.81，Th/Yb 比值为 1.25，Hf/Ta 比值为 2.67～2.77，Zr/Hf 比值为 69.93～78.73，La/Yb 比值为 0.79～0.84，Ba/Nb 比值为 4.46～4.66。隆康玄武岩类具有较高的 Ti/V 比值（89.42～92.72）、Ti/Y 比值（447～505）、Zr/Y 比值（12.87～13.99）、Nb/Y 比值（2.95～3.31）、Nb/La 比值（1.41～1.73），而 Ti/Zr 比值（33.92～36.12）、Hf/Ta 比值

（1.95～1.99）、La/Nb 比值（0.58～0.71）较低，Th/Ta 比值为 1.61～1.67，Th/Yb 比值为 3.61～3.91，Th/Yb 比值为 2.21～2.42，Zr/Hf 比值为 39.10～4.47，Ba/Nb 比值为 8.14～20.03。

塔藏和隆康碱性玄武岩稀土总量明显偏高，变化在（178～440）$\times10^{-6}$之间，平均为 324×10^{-6}，$(La/Yb)_N$ 介于 9.95～19.80 之间，平均 15.60；δEu 在 0.93～1.03 之间变化，平均 0.96，未显示铕的异常。稀土元素球粒陨石标准化配分型式图中（图 4-23），本区碱性玄武岩类显示为右倾负斜率轻稀土强烈富集型。

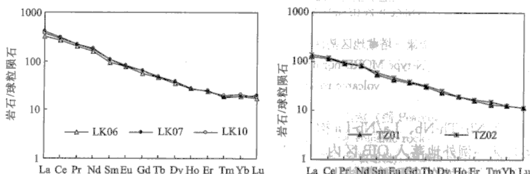


图 4-23　隆康—塔藏地区基性火山岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式
Fig. 4-23　Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns of the volcanic rocks in Longkang-Tazang area

本区碱性玄武岩不相容元素原始地幔标准化配分型式（图 4-24），尤其是 N 型 MORB 标准化配分型式（图 4-25），则呈较典型的隆起型（驼峰式）分布型式，以 Ba、Th、Nb、Ta 的较强富集为特征，这一显著的地球化学特征与岛弧火山岩和洋脊玄武岩均有明显区别，而总体显示为板内火山岩的地球化学特征。上述地球化学特征表明，隆康—塔藏地区的火山岩为一套碱性洋岛玄武岩类。

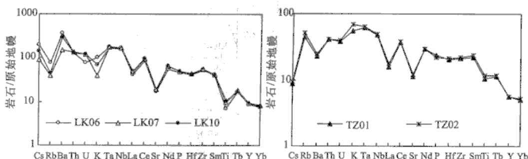


图 4-24　隆康—塔藏地区基性火山岩微量元素原始地幔标准化配分型式
Fig. 4-24　The Primitive mantle normalized trace element distribution patterns of the volcanic rocks in Longkang-Tazang area

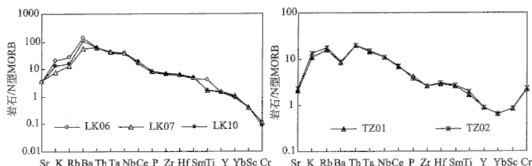


图 4-25 隆康—塔藏地区基性火山岩微量元素 N 型 MORB 标准化配分型式

Fig. 4-25 N-type MORB normalized trace element distribution patterns of the volcanic rocks in Longkang-Tazang area

在 Nb/Th-Nb、La/Nb-La 构造环境判别图中（图 4-26），本区洋岛玄武岩类均无一例外地落入 OIB 区内。在 Th/Yb-Ta/Yb 图解中（图 4-27），所有样品投影点均处在 OIB 趋势线上。Nb/Zr/Y 不活动痕量元素判别图解可以有效地判别火山岩的形成环境。在该图解中（图 4-28），本区洋岛碱性玄武岩类均落入 WPA 区内，与其他痕量元素判别结果以及稀土元素的分析结果完全一致。

上述分析充分表明，塔藏和隆康洋岛碱性玄武岩类形成于大洋板内环境，为大洋板块内部岩浆作用的产物。

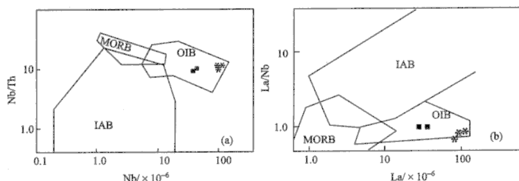


图 4-26 塔藏和隆康洋岛碱性玄武岩 Nb/Th-Nb (a) 和 La/Nb-La (b) 图解（据李曙光，1993）

Fig. 4-26 The Nb/Th-Nb (a) and La/Nb-La (b) diagrams

MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；IAB. 岛弧玄武岩；*. 隆康火山岩；■. 塔藏火山岩

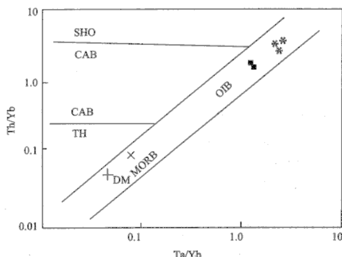


图 4-27 塔藏和隆康洋岛碱性玄武岩 Th/Yb-Ta/Yb 图解（据 Pearce，1983）

Fig. 4-27 The Th/Yb-Ta/Yb diagram for the volcanic rocks

SHO. 钾玄岩系列；CAB. 钙碱系列；TH. 拉斑系列；DM. 亏损地幔；MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；*. 隆康火山岩；■. 塔藏火山岩

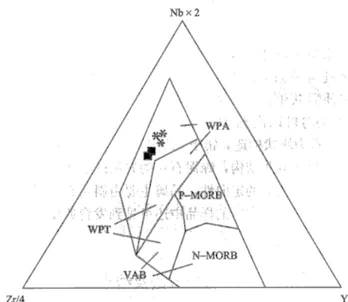


图 4-28 塔藏和隆康洋岛碱性玄武岩 Nb/Zr/Y 图解（据 Meschede，1986）

Fig. 4-28 The Nb/Zr/Y diagrams

WPA. 板内碱性玄武岩；WPT. 板内拉斑玄武岩；P-MORB. P 型洋中脊玄武岩；N-MORB. N 型洋中脊玄武岩；VAB. 岛弧玄武岩；*. 隆康火山岩；■. 塔藏火山岩

第五节　隆康熔结凝灰岩锆石 LA-ICP MS U-Pb 年龄

一、区域地质背景

目前，对于南坪地区分布的火山岩的时代还存在很多争论。殷鸿福等(1992)根据在含火山岩地层中发现的大量早古生代牙形石认为该套地层属于泥盆纪三河口群，从而把火山岩归为泥盆系。最近得到的牙屯沟火山岩的 K-Ar 年龄为 238Ma 和 277Ma，时代属三叠纪和二叠纪。但是由于变质过程中会发生明显的 Ar 丢失，从而导致该套细碧岩化的变质火山岩的 K-Ar 年龄缺乏确切的地质意义。根据前人研究资料和我们的野外剖面观察，隆康附近的含火山岩地层与两侧的泥盆系含牙形石地层为断层接触，总体上表现为一些相互叠置的构造岩片。本文选取隆康附近火山熔结凝灰岩为研究对象，对其进行了锆石 LA-ICP MS U-Pb 年代学研究，试图为勉略构造带的西延提供年代学证据。

隆康位于九寨沟口北东 3.5km 处，塔藏位于九寨沟沟口北西 20km 处，从隆康到塔藏一带有多处火山岩出露，形成九寨沟地区塔藏—隆康火山岩带（图 4-20）。该区火山岩原岩类型有玄武岩、安山岩及对应的火山角砾岩、凝灰质火山角砾岩、凝灰岩、沉凝灰岩等，而真正的火山熔岩较少，以向沉积岩过渡的凝灰岩和火山碎屑沉积岩为主，尤其以细粒级的沉凝灰岩和凝灰质沉积岩为主，而火山岩中又以熔结凝灰岩居多，熔岩较少。

在采样的牙扎沟剖面上，可见火山岩呈层状、似层状，与泥质岩、含泥砂岩、碳酸岩、硅质岩共生。样品采自岩性层 8，岩石为黄绿色安山质熔结凝灰岩，位置位于牙扎沟村以南约 1km 处（图 4-21），地理坐标为 N33°18.919′，E103°55.783′，岩石为块状构造。镜下观察表明，岩石受明显的绿泥石化和碳酸盐化，发育典型的熔结凝灰结构，绿泥石化的岩屑或浆屑条带具有显著的熔结现象而呈似流纹状，具有明显的定向性，晶屑主要由斜长石组成，在斜长石晶屑周围可见到挠曲现象。此外，在有的样品中还可见到发育典型气孔构造的岩屑，气孔多为等轴状，内部被绿泥石填充。

二、分析方法及结果

锆石按常规重力和磁选方法分选，最后在双目镜下挑纯，将锆石样品置于环氧树脂中，然后磨至约一半，使锆石内部暴露，用于阴极发光（CL）研究和锆石 LA-ICP MS U-Pb 同位素组成分析（阴极发光在西北大学大陆动力学国家重点实验室扫描电镜加载阴极发光仪上完成，锆石 U-Pb 同位素组成分析在西北大学大陆动力学国家重点实验室激光剥蚀电感耦合等离子体质谱（LA-ICP-MS）

仪上完成)。激光剥蚀系统是配备有 193nmArF-excimer 激光器的 Geolas200M (Microlas Gottingen Germany),分析采用激光剥蚀孔径 30μm,剥蚀深度 20～40μm,激光脉冲为 10Hz,能量为 32～36mJ,同位素组成用锆石 91500 进行外标校正。样品的同位素比值及元素含量计算采用 GLITTER (ver. 4.0, Macquarie University) 程序,年龄计算及协和图的绘制采用 Isoplot (ver. 2.49) 完成,样品的普通 Pb 含量用 Excel 宏程序 ComPbCorr # 3-151 计算获得。LA-ICP-MS 分析的详细方法和流程见袁洪林等 (2003),U-Th-Pb 含量分析见 Gao 等 (2002)。

本次研究完成了 31 颗锆石 31 个测点的测定,典型锆石的阴极发光图像见图 4-29,锆石 LA-ICP MS 分析获得的 U-Th-Pb 同位素比值及年龄结果列于表 4-4 中。

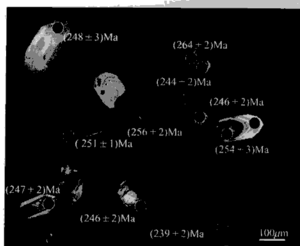


图 4-29　九寨沟隆康熔结凝灰岩典型岩浆型锆石的阴极发光图像

Fig. 4-29　Cathodoluminescent electron images for the zircon grains from Longkang ignibrite

根据阴极发光图像特征,隆康熔结凝灰岩中的锆石可以明显地分为三类:第一类锆石主要为自形,发育典型的岩浆锆石韵律环带,不发育继承性锆石残余颗粒,结合锆石 LA-ICP MS U-Pb 分析结果,对该类锆石完成 13 个测点的测试,U 和 Th 含量分别介于 (345～750) $\times10^{-6}$ 和 (31～717) $\times10^{-6}$ 之间,Th/U 比值介于 0.44～1.30 之间,表现出典型岩浆锆石的特征。$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄主要集中在晚古生代 237～264Ma,其中 12 个谐和年龄得到的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为 (246.2±2.8) Ma,MSWD=2.6,(n=12,2σ)(图 4-30);第二类锆石为圆形和次圆形,CL 图像显示该类锆石发育继承性残留锆石颗粒,岩浆韵律环带在多数颗粒中较发育,但与第一类锆石相比,该类锆石的裂纹较发育。该类锆石的 U 和 Th 含量分别介于 (35～473) $\times10^{-6}$ 和 (31～248) $\times10^{-6}$ 之间,Th/U 比值

表 4-4　九寨沟隆康熔结凝灰岩锆石的 LA-ICP MS U-Pb 定年结果

Table 4-4　Results of zircon LA-ICP-MS U-Pb dating for the Longkang ignibrite from Jiuzhaigou area

点号	含量(×10⁻⁶)			比值							年龄/Ma					
	^{238}U	^{232}Th	$*^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
JZG-L-01	325	63	0	0.05	0.002	0.272	0.008	0.039	0.0004	0.19	207	52	244	7	248	2
JZG-L-02	712	334	0.34	0.051	0.002	0.273	0.008	0.039	0.0003	0.47	243	74	245	7	245	2
JZG-L-03	280	199	0.75	0.09	0.002	2.602	0.047	0.209	0.0017	0.71	1429	39	1301	13	1225	9
JZG-L-04	144	46	0.48	0.055	0.002	0.459	0.015	0.061	0.0006	0.32	403	80	384	11	380	4
JZG-L-05	539	236	0.52	0.052	0.001	0.267	0.007	0.038	0.0003	0.44	265	62	240	5	238	2
JZG-L-06	148	97	0	0.055	0.001	0.53	0.011	0.069	0.0006	0.65	427	31	432	7	433	3
JZG-L-07	170	160	0.18	0.112	0.001	4.595	0.049	0.297	0.0023	0.94	1835	9	1748	9	1676	11
JZG-L-08	174	119	0.83	0.054	0.002	0.394	0.016	0.053	0.0005	0.68	378	99	337	12	331	3
JZG-L-09	204	40	0.89	0.069	0.001	1.44	0.023	0.152	0.0012	0.2	895	38	906	10	910	6
JZG-L-10	106	138	0	0.052	0.002	0.281	0.009	0.039	0.0004	1.3	297	57	251	7	246	2
JZG-L-11	212	213	0	0.05	0.001	0.273	0.008	0.039	0.0004	1.00	216	47	245	6	248	2
JZG-L-12	232	136	0.32	0.148	0.002	8.082	0.107	0.397	0.0032	0.58	2320	27	2240	12	2154	15
JZG-L-13	473	248	0	0.051	0.001	0.294	0.005	0.042	0.0003	0.52	242	26	262	4	264	2
JZG-L-14	299	206	0.68	0.161	0.002	9.929	0.11	0.447	0.0033	0.69	2469	23	2428	10	2380	15
JZG-L-15	115	69	0.43	0.056	0.002	0.541	0.02	0.07	0.0007	0.6	447	87	439	13	438	4
JZG-L-16	750	717	0	0.052	0.001	0.283	0.004	0.04	0.0003	0.95	273	21	253	3	251	2
JZG-L-17	153	117	0	0.154	0.002	9.659	0.086	0.456	0.0034	0.77	2386	7	2403	8	2423	15

续表

点号	含量(×10⁻⁶)			比值							年龄/Ma					
	^{238}U	^{232}Th	$^{*206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
JZG-L-18	92	99	0	0.058	0.003	0.394	0.022	0.049	0.0008	1.08	521	95	337	16	311	5
JZG-L-19	419	191	0	0.111	0.001	5.046	0.039	0.33	0.0022	0.45	1813	6	1827	7	1838	11
JZG-L-20	108	111	2.44	0.059	0.004	0.317	0.021	0.039	0.0005	1.03	555	151	280	16	248	3
JZG-L-21	245	141	0	0.052	0.001	0.291	0.007	0.041	0.0004	0.58	280	43	259	6	257	2
JZG-L-22	186	109	0	0.055	0.001	0.513	0.012	0.067	0.0006	0.58	428	36	420	8	418	3
JZG-L-23	994	907	−0.82	0.155	0.002	2.466	0.031	0.115	0.0009	0.91	2400	11	1262	9	704	5
JZG-L-24	100	59	0	0.122	0.002	6.092	0.063	0.362	0.0027	0.6	1985	9	1989	9	1991	13
JZG-L-25	653	425	0	0.052	0.001	0.275	0.007	0.039	0.0003	0.65	273	39	247	5	244	2
JZG-L-26	448	310	−0.43	0.056	0.002	0.301	0.013	0.039	0.0005	0.69	453	72	267	10	246	3
JZG-L-27	40	32	0	0.162	0.003	10.347	0.191	0.461	0.0054	0.81	2481	16	2466	17	2446	24
JZG-L-28	35	31	0	0.055	0.004	0.325	0.025	0.043	0.0008	0.89	404	142	285	19	271	5
JZG-L-29	621	598	0	0.053	0.001	0.279	0.007	0.038	0.0003	0.96	315	41	250	6	243	2
JZG-L-30	83	99	0	0.052	0.003	0.283	0.015	0.039	0.0005	1.19	299	99	253	12	248	3
JZG-L-31	166	171	0	0.051	0.002	0.266	0.009	0.038	0.0004	1.03	257	62	239	7	237	2

* ^{206}Pb 代表普通铅含量，样品普通 Pb 含量用 Excel 宏程序 ComPbCorr#3-151 计算获得。

介于0.32～1.09之间。对该类锆石完成8个测点的测试，获得4个谐和年龄，记录的年龄信息主要为（264.3±2）Ma、（270.8±4.8）Ma、（418.3±3.4）Ma和（432.5±3.5）Ma；第三类锆石为浑圆状，表现出碎屑锆石的特征，CL图像显示该类锆石内部不发育韵律环带或环带结构不清楚。9个测试点锆石 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 年龄介于1088～2481Ma之间，Th/U比值介于0.2～0.9之间。

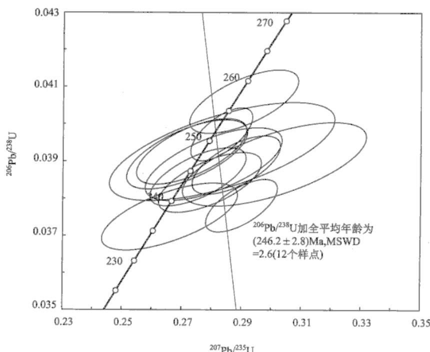


图4-30　九寨沟隆康熔结凝灰岩锆石LA-ICP MS U-Pb年龄谐和图

Fig. 4-30　zircon LA-ICP-MS U-Pb concordia diagram for the Longkang ignibrite

综上所述，隆康熔结凝灰岩中31个锆石测点获得的锆石U-Pb年龄得出3组数据：①大于10亿年的碎屑锆石年龄，从而间接证明在九寨沟地区有前寒武纪基底的存在；②发育继承性锆石残留核颗粒所记录的264～432Ma的古生代年龄信息；③多数岩浆锆石测点获得的加权平均年龄为（246.2±2.8）Ma，MSWD＝2.6，（n＝12，2σ）。表明九寨沟地区在246Ma发生一次明显的岩浆事件。

三、讨论和结论

隆康熔结凝灰岩位于康县—琵琶寺—南坪构造带的最西端，赖绍聪等（2003）提出该区变质基性火山岩的地球化学特征和岩相学特征与勉略带内已厘定出来的庄科—文家沟洋壳蛇绿岩片及德尔尼洋壳蛇绿岩片完全相同，具有横向可对比性。隆康熔结凝灰岩中锆石发育典型的岩浆锆石韵律环带，其Th/U比

值介于0.44～1.30之间，这表明这类锆石为典型的岩浆成因（刘勇胜等，2004；Hoskin and Schaltegger，2003；吴元保、郑永飞，2004）。因此，(246.2±2.8) Ma的锆石U-Pb年龄代表了该区一次重要的岩浆事件。

在采样剖面上，隆康火山岩主要以安山质熔结凝灰岩、层凝灰岩和火山碎屑岩为主，熔岩较少，火山岩和白云质灰岩及碎屑岩组成韵律层。此外，南坪地区变质基性熔岩（隆康岩片和塔藏岩片）的地球化学研究指出，该套火山岩具有洋岛碱性玄武岩的地球化学特征（赖绍聪等，2003）。由此可以认为，隆康熔结凝灰岩属于造山型火山岩，为岩浆火山喷发作用的产物。

前人对南秦岭黑沟峡地区裂谷火山岩和洋中脊玄武岩的同位素年代学研究已证明了该区存在古生代的洋盆（李曙光等，1996），在蛇绿混杂岩带中发现的放射虫硅质岩也证实存在石炭纪的洋盆（殷鸿福等，1996）。Li等（2004）得到的勉略缝合带三岔子具有岛弧特征的斜长花岗岩U-Pb年龄为(300Ma±61) Ma，表明勉略洋盆在石炭纪已开始向南秦岭微陆块下发生俯冲。陈亮等（2001）得到的德尔尼蛇绿岩$^{40}Ar-^{39}Ar$年龄为(345.3±7.9) Ma，也证明了沿阿尼玛卿构造带存在古特提斯洋。

根据上述测年结果，以及隆康熔结凝灰岩产出的地质背景，可以得出以下结论：

1) 隆康熔结凝灰岩中获得的(246.2±2.8) Ma锆石LA-ICP MS U-Pb年龄代表其形成年龄，表明在二叠纪末期，该区存在一次重要的岩浆事件。

2) 隆康熔结凝灰岩中发育的碎屑锆石的LA-ICP MS U-Pb年龄最大值为2481Ma，表明南坪地区存在前寒武纪基底。

3) 结合隆康熔结凝灰岩的岩相学、锆石U-Pb年龄及区域地质背景，可以认为隆康熔结凝灰岩属于勉略构造带西延的重要组成部分，246Ma锆石U-Pb年龄的获得为勉略带的西延提供了进一步的年代学证据。

第六节　蛇绿岩与洋岛火山岩大地构造意义的讨论

初步的研究结果表明，康县—琵琶寺—南坪蛇绿构造混杂带是一个复杂的、包括有不同成因岩块的混杂带。该带中分布有蛇绿岩块（古洋壳残片）、洋岛拉斑玄武岩块和洋岛碱性玄武岩类。该混杂带不仅在构造形迹上与勉县—略阳蛇绿构造混杂带直接联通，而且在变形特征、混杂带的物质组构以及火山岩特征和性质上与勉县—略阳蛇绿构造混杂带完全可以类比。因此，康县—琵琶寺—南坪蛇绿构造混杂带乃是勉略带向西延伸的组成部分。

琵琶寺一带分布的洋脊拉斑玄武岩，无论是其稀土元素特征，还是不活动痕量元素特征均表明其为典型的大洋拉斑玄武岩（MORB型玄武岩）。而且，其地球化学特征和岩相学特征与勉略缝合带内已厘定出的庄科—文家沟洋壳蛇绿岩片

以及德尔尼洋壳蛇绿岩片完全相同，具有无可争议的横向可对比性。因此，琵琶寺洋脊拉斑玄武岩岩片代表本区消失了的古洋壳岩石，是勉略洋盆扩张期间火山作用的产物，为真正的洋壳蛇绿岩组成部分。

而康县—琵琶寺—南坪蛇绿构造混杂带内广泛分布的洋岛拉斑和洋岛碱性玄武岩岩片，就其火山岩组成和地球化学特征看，它们并非洋中脊扩张过程中岩浆活动的产物，也不是原始大洋岛弧和大陆边缘弧的组成部分，而是典型的大洋板块内部岩浆作用产物。

需要特别指出的是，地球化学特征判别的 OIB 型玄武岩，并不一定是大洋板内岩浆活动的产物。事实上，大陆板内岩浆活动产生的玄武岩类同样会显示 OIB 型地球化学特征。因此，对于古老造山带中 OIB 型玄武岩形成环境的准确判别，还必须充分利用岩石的构造组合类型、变质变形及其相关的地质证据。对于康县—琵琶寺—南坪构造混杂带中具 OIB 性质的玄武岩，我们将其识别为大洋板内岩浆活动的产物。理由有以下四条：①该套拉斑和碱性系列玄武岩不仅具共源岩浆演化趋势，地球化学特征显示为 OIB 型，而且更为重要的是它们与一套典型的洋壳蛇绿岩（MORB 型玄武岩）密切共（伴）生（如琵琶寺岩区）；②康县—琵琶寺—南坪构造混杂带与勉县—略阳蛇绿构造混杂带在构造形迹上直接连通，具有统一一致的变质变形特征；③康县—琵琶寺—南坪构造混杂带内的 MORB 型洋壳蛇绿岩，无论从岩相学还是地球化学特征上均与勉略蛇绿岩带庄科蛇绿岩和阿尼玛卿德尔尼蛇绿岩完全一致；④康县—琵琶寺—南坪构造混杂带内 MORB 型玄武岩为低绿片岩相变质特征，而洋岛型玄武岩尤其是洋岛碱性玄武岩片变质程度低于 MORB 型玄武岩，大多为块状玄武岩。塔藏洋岛碱性玄武岩基本未变质，镜下尚可见部分玄武岩的原岩结构。这一特征符合洋盆发育和消减过程中不同构造属性火山岩变质程度的变化规律。综合上述各方面证据，我们认为康县—琵琶寺—南坪构造混杂带内的 OIB 性质玄武岩不是大陆板内岩浆活动产物，而是典型的洋岛型大洋板内岩浆活动的产物。

我们认为，无论洋脊型拉斑玄武岩，还是洋岛拉斑玄武岩或洋岛碱性玄武岩，它们均是古洋壳的表征，分别代表了大洋扩张脊岩浆活动的产物以及大洋板内岩浆活动的产物。区分并讨论古缝合带中洋岛型火山岩及其地球化学特征，对于恢复古构造背景、重建造山带的演化历史均有重要意义。

康县—琵琶寺—南坪蛇绿构造混杂带的初步厘定，以及带内洋壳蛇绿岩和洋岛拉斑玄武岩、洋岛碱性玄武岩三种不同火山岩岩石-构造组合的确定，表明南秦岭勉略洋盆在 D—C—T_2 期间曾经经历过一个较完整的有限洋盆发生、发展与消亡的过程，它对于确立华北-秦岭陆块的碰撞时代和秦岭造山带的形成与演化均有重要的大地构造意义。

第五章 勉县—略阳段蛇绿岩与火山岩

第一节 区域地质概况

勉（县）—略（阳）蛇绿岩带地处南秦岭与扬子地块的接合部位。在勉略地区近东西向延伸约160km，向西追索到甘肃康县、文县一带，向东沿巴山弧形断裂已可追索至石泉、饶峰及西乡县五里坝一带。五里坝向东延则因巴山弧形和大别南缘中生代巨大的向南逆冲推覆而被掩盖掉，但据镇巴、随州南和大别南缘等地段的残存遗迹和地质尚可追踪；文县向西延则连接青海省花石峡缝合带而通昆仑造山带。总体是一被强烈改造而出露不全的原秦岭的主要板块缝合带。

在勉略地区，前人认为该带是一条多期活动的区域性大断裂，是南秦岭褶皱带的分界线。近期的研究表明（张国伟等，1995，2001；杨宗让、胡永祥，1990；许继峰等，1996；赖绍聪等，1997，1998，1999，2002，2003），该带并非秦岭南缘的一条简单断层带，而是一个具复杂组成与构造演化的秦岭造山带中仅次于商丹带的又一主构造缝合带。它由于遭受燕山期平武—阳平关—勉县—巴山弧形巨大逆冲推覆断裂的改造掩覆而失去其原貌，仅在略阳三岔子、勉县鞍子山、关帝坪一带保存有相对较为完备的蛇绿岩套岩石构造组合，并在康县、文县、石泉及西乡县五里坝残存有与该蛇绿岩套有关的海相火山岩构造块体。地层对比分析表明，勉略到巴山弧形带内以缺失O—S岩层而发育D—C深水浊积岩、炭硅质岩等陆缘沉积岩系为独特特征，而与其南北两侧大范围缺失D—C岩层恰成鲜明对照，显著不同。勉略带北侧，属南秦岭褶皱带，主要由一套碎屑岩、碳酸盐岩、硅质岩呈韵律性组成的类复理石建造，属古生代冒地槽沉积产物；勉略带南侧，属摩天岭褶皱带，主要由元古代碧口群火山-沉积变质岩系组成，属一套海底喷发细碧—角斑岩建造，具典型优地槽特点，南北两侧具有截然不同的沉积环境和构造格局。

勉（县）—略（阳）蛇绿岩带中，断续出露有基性、超基性岩体214个，超基性岩主要属纯橄榄岩—方辉橄榄岩，有豆荚状铬铁矿产出，与超基性岩产出并密切伴生的还有一套基性及中基性海相火山岩。鞍子山一带超基性岩体之上有钠长角闪片岩出露，地球化学特征显示其原岩可能也属基性火山岩。在该带中，特别是超基性岩、中基性火山岩中或旁侧均见有辉绿岩、辉长—辉绿岩墙群，三岔子超基性岩体南侧有大面积辉长岩产出，关帝坪辉长岩具有典型的堆晶结构。硅质岩在三岔子、鞍子山超基性岩体旁侧均有出露，但目前对其与中基性火山岩的

关系及是否有放射虫等尚不清楚。

勉略缝合带也是一个包含有大量前寒武、震旦—寒武及泥盆—石炭等不同时代地层碎块及众多辉长岩、超基性岩碎块的构造混杂带（图 5-1），它们被夹持在勉略深断裂与状元碑断裂之间。以勉略地段为代表，它以几条主干断裂为骨架，由强烈剪切基质与不同的构造岩块共同组成，宽约 1～5km，形成自北而南的叠瓦逆冲推覆构造，而呈现为显著的构造混杂带。

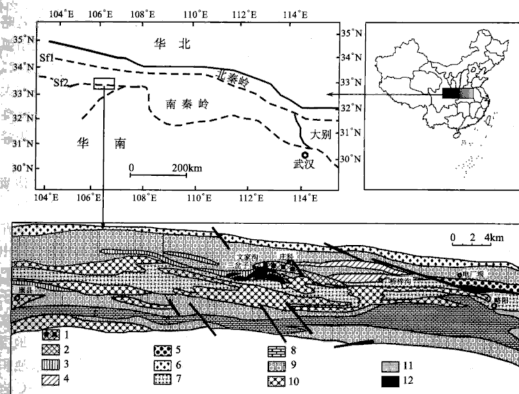


图 5-1　勉（县）—略（阳）蛇绿岩带地质简图

Fig. 5-1　Sketch geological map of the Mianxian-Lueyang ophiolite belt

1. 文家沟—庄科 MORB 型玄武岩岩片；2. 黑沟峡火山岩岩片；3. 三岔子岛弧火山岩组合；4. 桥梓沟火山岩岩片；5. 横现河火山岩岩片；6. 断裂构造混杂岩带；7. 顺层分布的碳质、碳泥质、碳硅质强剪切基质；8. 石炭系略阳灰岩；9. 泥盆系碳酸岩、泥质岩、碎屑岩及砾岩、砂砾岩；10. 震旦—寒武系为主的含砾泥质岩、泥质岩、泥质碎屑岩、火山碎屑岩；11. 太古代鱼洞子杂岩；12. 超镁铁质岩岩块

带内超基性岩大多强烈蛇纹石化，且变形强烈，而呈蛇纹片岩。辉长-辉绿岩墙受剪切变形而出现显著的矿物拉长变形现象，并常可见到一组剪切滑劈理，三岔子四房坝见有辉长-辉绿岩形成的基性粗糜棱岩；基性、中基性海相火山岩均已遭受绿片岩相低级变质作用，并显示多期韧性剪切变形的构造形迹，不同岩

性段之间大多以构造滑动面为接触界线。

综合野外地质调查结果表明：①勉略缝合带内海相火山岩系经历过复杂的构造变动和多期韧（脆）性变形；②不同构造背景及不同构造层次的岩石单元以构造块体的形式混杂堆积，形成勉略蛇绿构造混杂带；③火山岩原始层理及其标志已经历过强烈的改造，原始层理难以识别，火山岩原始空间分布状态已遭受了强烈破坏；④火山岩带中广泛发育有高角度逆冲式韧性剪切构造，已有的野外地质剖面所展示的“层面”、“层理”更多地反映了某次构造变动的置换面，即“片理”或“面理”构造，它们具有构造期次划分的意义，但不具有火山岩层序划分的意义；⑤岩性不同、酸性程度不同的火山岩块体常以构造滑动面为接触边界，形成不同特点火山岩构造块体的复杂组合。因此，我们试图采用地质地球化学的方法识别洋脊、岛弧等不同构造背景的火山岩组合，及其与辉长岩、超基性岩的共（伴）生关系及成因联系，进而恢复古构造演化特征及勉略蛇绿混杂带的形成模式。

第二节　三岔子地区超基性岩地质地球化学特征

一、区域地质概况

在略阳三岔子地区可见强烈剪切变形的变质海相火山岩、辉长岩、超基性岩（蛇纹岩）及辉绿岩墙群组成的混杂岩块（图 5-2，图 5-3）。超基性岩均已蚀变成为致密块状的蛇纹岩，蛇纹石可达 90%以上，以胶蛇纹石、叶蛇纹石为主，少量纤维蛇纹石，少数薄片中见斜方辉石假象绢石及橄榄石假象，原岩主要为方辉橄榄岩和纯橄榄岩。变质火山岩包括基性的绿片岩、中基性和中性的绿泥钠长片岩及中酸性的浅色钠长片岩，绿片岩镜下部分可见有变余斜长石与角闪石斑晶，表明它们为一套火山岩系。我们研究的轻稀土亏损的 MORB 型变质玄武岩分布在文家沟—庄科南一带，呈长约 5km、宽约 300～700m、北西西—南东东方向展布的构造岩片，向西延伸至三岔子岛弧火山岩的北侧文家沟，向东延伸至庄科村南侧，该岩片东端与黑沟峡双峰式变质火山岩岩块相邻，由剪切构造片理带分隔，分属两个不同的岩片和岩石构造组合类型（图 5-1）。文家沟—庄科南火山岩片北与泥盆系泥质岩、碎屑岩和泥质碳酸盐接触，界面为一向北倾的逆冲推覆构造带，南侧为顺层分布的碳质、碳泥质、碳硅质强剪切基质。该岩块在文家沟—庄科南一带岩石组合较为单一，为一套低绿片岩相变质拉斑玄武岩，野外及镜下尚未见与其共生的辉长岩类；而岛弧火山岩组合则主要集中分布在三岔子、桥梓沟及略阳以北横现河一带（Lai and Zhang，1996；赖绍聪等，1997，1998；李曙光等，1996）。

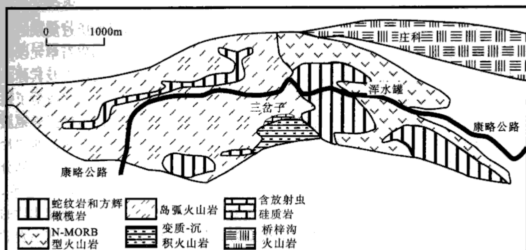


图 5-2 略阳三岔子地区地质简图（据李曙光等，2003）

Fig. 5-2 Sketch geological map of the Sanchazi area

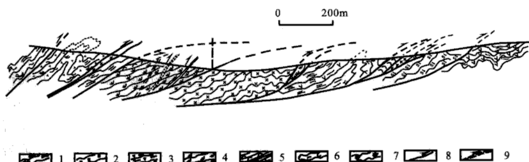


图 5-3 三岔子—偏桥沟三岔子岩片褶皱-逆冲推覆构造剖面图（据李三忠等，1998）

Fig. 5-3 Sketch profile structure map in the Sanchazi-Pianqiaogou area

1. 绢云千枚岩；2. 变辉长岩及辉绿岩；3. 钠长绢云片岩；4. 蛇纹岩；5. 菱镁滑石片岩及大理岩；6. 含碳板岩；7. 变硅质岩；8. 晚期逆冲断层；9. 早期韧性逆冲断层

二、超基性岩岩石学与地球化学特征

勉略构造带内的超基性岩除主要分布在三岔子地区以外，还分布在杜家园子和煎茶岭等地区。由于受到后期地质作用的影响，缝合带内超基性岩原岩结构和矿物已基本消失，原岩面貌已面目全非，现今主要为致密块状的蛇纹岩或强烈片理化的蛇纹片岩及少量滑镁岩和菱镁岩。蛇纹岩岩石大多呈黑绿—黄绿色，具网环结构、网格结构，蛇纹石可达 90%以上，以胶蛇纹石、叶蛇纹石为主，少量纤维蛇纹石，网环常由纤维蛇纹石组成，网眼由胶蛇纹石及星点状磁铁矿组成。

有些岩石网环由碳酸盐及铁质组成，网眼为叶蛇纹石、纤维蛇纹石及碳酸盐矿物，主要副矿物有磁铁矿、铬铁矿、钛铁矿、锆石、金红石等。部分样品具假斑结构，假斑晶为绢石，少数薄片中可见变余斑状结构，褐红色、棕红色残余斑晶为正高突起的伊丁石化橄榄石假象。滑石菱镁矿化蛇纹岩大多为纤-叶蛇纹石组合，具纤状交织结构。组成矿物以纤-叶蛇纹石（含量40%左右）、菱镁矿（含量30%左右）、滑石（10%左右）、绢石（10%以上）为主，金属矿物为磁铁矿、铬铁矿及少量磁黄铁矿。另外，鞍子山一带的超镁铁质岩还具有斑块状橄榄岩的独特构造特征。

本区超基性岩化学成分分析结果及 A. H. 扎瓦里斯基数字特征列于表 5-1 中。从表中可以看出如下规律：

1）全部样品中 CaO 含量均很低，CaO 在方辉橄榄岩和纯橄榄岩中是一种少量组分，而在二辉橄榄岩中含量较高，CaO 主要含于单斜辉石中，这说明本区超基性岩单斜辉石含量低，主要岩石类型应为方辉橄榄岩或纯橄榄岩。

2）岩石中 H_2O 含量很高（11%～12%），说明岩石蚀变较强，存在普遍的蛇纹石化现象，这与野外及镜下的观察结果一致。蛇纹石化作用除了加入水以外基本是一个等化学作用过程（Coleman，1971）。

3）超基性岩类为低铝—贫铝型，且以贫铝型为主，投影点主要落在 Al_2O_3 与 SiO_2 变异图（图 5-4）的左下角，并集中于Ⅳ区。由图中还可以看到，该带超基性岩 SiO_2 一般不超过 41%，Al_2O_3 含量大多小于 2% 。

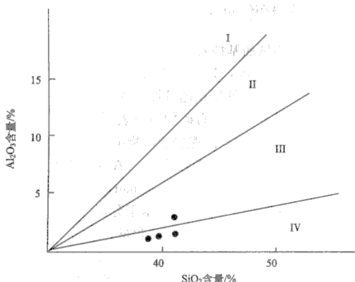


图 5-4 超基性岩 Al_2O_3-SiO_2 变异图解

Fig. 5-4 Al_2O_3-SiO_2 diagram of the ultrabasic rocks

I. 高铝质区；II. 铝质区；III. 低铝质区；IV. 贫铝质区；●. 本区超基性岩

4）在 SiO_2-(K_2O+Na_2O) 图解中（图 5-5），超基性岩位于贫碱质区，K_2O+Na_2O 含量较低。超基性岩，尤其是上地幔变质橄榄岩一般均枯竭 K_2O、Na_2O 元素，微量的碱可能含在辉石中。

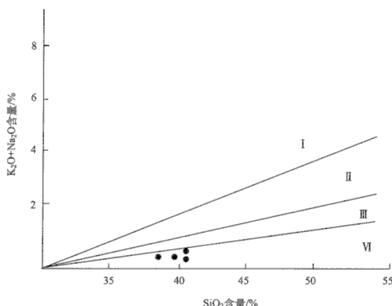


图 5-5 超基性岩 SiO_2-(K_2O+Na_2O) 图解

Fig. 5-5 SiO_2-(K_2O+Na_2O) diagram of the ultrabasic rocks

I. 强碱质区；II. 碱质区；III. 弱碱质区；IV. 贫碱质区；●. 本区超基性岩

5）计算结果表明，本区超基性岩 $a=0.27\sim0.96$，$m'=81.8\sim88.08$，$f'=8.98\sim15.05$，$s=36.49\sim39.05$，具有方辉橄榄岩和纯橄榄岩的化学成分特点；m/f 较高，大多在 10 左右，应属镁质超基性岩的范畴。

6）根据化学成分换算获得的岩石矿物组成表明，本区超基性岩主要组成矿物为橄榄石和斜方辉石，具有方辉橄榄岩的矿物组成特点。但需要指出的是，斜方辉石、单斜辉石和尖晶石是方辉橄榄岩（Al_2O_3 平均 0.89%；Coleman，1977）和纯橄榄岩（Al_2O_3 平均 0.35%；Coleman，1977）中仅有的含 Al_2O_3 的矿物，CaO 含量低约束了单斜辉石的含量，由于分析中未给出 Cr_2O_3，因而无法约束岩石中与 Cr_2O_3 结合为尖晶石的 Al_2O_3 含量。这样，只能将 Al_2O_3 结合到斜方辉石中。镜下观察表明，本区超基性岩中存在尖晶石，显然，计算所获得的 Opx 含量应高于原岩中 Opx 的实际含量。因此看来，本区超基性岩除方辉橄榄岩外，应有一部分为纯橄榄岩。

表 5-1　超基性岩化学成分（%）分析结果及 A. H. 扎瓦里斯基数字特征

Table 5-1　The major chemical composition (%) and calculation result

编号	LQ14	LQ33	LQ34	LQ15
取样位置	杜家院子	电厂坝	三岔子	煎茶岭
岩性	蛇纹岩	蛇纹岩	蛇纹岩	蛇纹岩
SiO_2	39.60	41.00	41.10	38.25
Al_2O_3	1.20	2.74	1.27	1.23
Fe_2O_3	8.56	3.57	4.07	6.00
FeO	3.81	3.81	3.45	1.58
CaO	0.12	0.11	0.07	0.29
MgO	35.10	36.20	37.30	38.99
K_2O	0.19	0.24	0.29	0.20
Na_2O	0.02	0.37	0.02	0.07
TiO_2	0.03	0.07	0.01	0.05
MnO	0.19	0.11	0.11	0.10
P_2O_5	0.09	0.09	0.09	0.05
H_2O	10.90	11.60	11.60	11.32
CO_2	0.19	0.19	0.05	2.08
Total	100.00	100.10	99.43	100.21
a	0.27	0.96	0.39	0.37
b	61.51	60.31	60.49	62.85
c	0.13	0.11	0.07	0.30
s	38.10	38.62	39.05	36.49
f'	15.05	9.29	9.48	8.98
m'	81.80	84.16	87.33	88.08
a'	3.16	6.56	3.19	2.93
n	13.04	70.59	8.82	34.38
Q	−24.48	−24.79	−22.75	−28.07
h	66.92	45.70	51.52	77.37
m/f	5.44	9.06	9.21	9.80
Z_1 (Ol)	74.47	77.65	69.50	86.18
Y_1 (Opx)	25.53	22.35	30.50	13.82

注：由中国地质科学院测试研究所湿法分析。

7）SiO_2-FeO^*/(FeO^* + MgO) 图解（图 5-6）和 Al_2O_3-CaO-MgO 图解（图 5-7）均表明，本区超基性岩具有上地幔变质橄榄岩的化学成分特点，且以方辉橄榄岩和纯橄榄岩为主要岩石类型。与世界典型蛇绿岩带的超镁铁质岩类型及成分特点类似（Coleman，1977）。

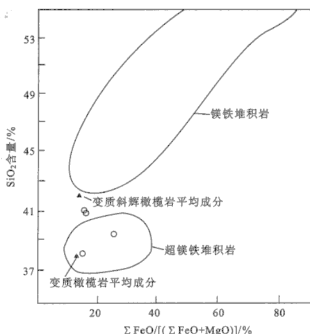


图 5-6　蛇绿岩堆积岩中 SiO_2-$\Sigma FeO/[(\Sigma FeO+MgO)]$ 变异图（据 Coleman，1977）

Fig. 5-6　The SiO_2-$\Sigma FeO/[(\Sigma FeO+MgO)]$ diagram

○. 本区超基性岩

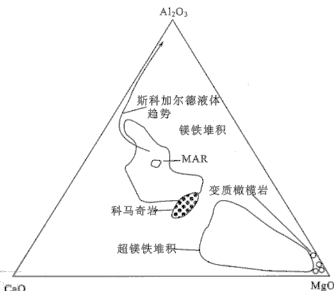


图 5-7　堆积岩的 MgO-CaO-Al_2O_3 三角图解（据 Coleman，1977）

Fig. 5-7　The MgO-CaO-Al_2O_3 diagram

MAR-洋中脊玄武岩平均成分；○. 本区超基性岩

三、超基性岩微量元素地球化学特征

区段内超基性岩的微量元素分析结果列于表 5-2 中。其中 Sc—U 等 14 个元素由中国科学院高能物理研究所中子活化法分析，Ba～Zr 等 10 个元素由北京有色冶金设计研究总院中心实验室 XRF 法测定。

表 5-2　超基性岩（蛇纹岩）的微量元素分析结果（$\times10^{-6}$）

Table 5-2　Trace element analysis result for the ultrabasic rocks（$\times10^{-6}$）

编号	LQ14	LQ15	LQ33	LQ34
取样位置	杜家院子	煎茶岭	电厂坝	三岔子
岩性	蛇纹岩	蛇纹岩	蛇纹岩	蛇纹岩
Sc	7.25	11.1	13.5	8.88
Zn	54.1	8.73	30.6	42.9
As	8.29	12.4	8.90	3.46
Se	0.01	0.92	0.01	0.01
Mo	10.4	6.30	10.6	9.89
Ag	0.60	0.74	0.63	0.57
Sb	0.87	23.8	0.73	0.57
Cs	1.93	39.2	1.38	1.07
Hf	0.16	0.67	0.17	0.15
Ta	2.45	0.09	1.56	1.37
W	0.58	0.34	0.65	0.61
Au	0.02	0.01	0.00	0.01
Th	0.25	1.01	0.21	0.21
U	0.25	0.24	0.41	0.39
Ba	11.0	14.0	10.0	530
Co	114	127	96.0	87.2
Cr	5610	2930	3560	2030
Nb	2.80	3.40	3.10	6.70
Ni	1900	1750	1960	2110
Rb	2.60	2.00	2.00	29.0
Sr	2.90	9.30	7.80	274
V	58.0	47.0	70.0	148
Y	3.30	2.30	3.50	28.0
Zr	11.0	19.0	13.0	140
La	0.43	1.64	0.36	0.16
Ce	1.13	4.04	0.98	0.86
Nd	1.07	2.27	0.89	0.84
Sm	0.35	0.46	0.29	0.33
Eu	0.48	0.11	0.48	0.37
Gd	0.57	0.57	0.56	0.53
Tb	0.11	0.08	0.10	0.10
Ho	0.14	0.11	0.15	0.15

续表

编号	LQ14	LQ15	LQ33	LQ34
取样位置	杜家院子	煎茶岭	电厂坝	三岔子
岩性	蛇纹岩	蛇纹岩	蛇纹岩	蛇纹岩
Tm	0.04	0.04	0.08	0.05
Yb	0.22	0.23	0.50	0.26
Lu	0.03	0.02	0.08	0.03
$(La/Yb)_N$	1.24	4.72	0.46	0.40
$(Ce/Yb)_N$	1.23	4.34	0.48	0.81
(La/Sm)	1.23	3.59	1.24	0.48
δEu	3.33	0.68	3.61	2.72

注：Sc—U 和 La—Lu 由中国科学院高能物理研究所中子活化法分析；Ba—Zr 由北京有色冶金设计研究总院中心化验室 XRF 法分析。

1. Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni、Cu、Zn 组

该组元素属过渡金属。分配系数 D<0.2 的元素是 Ti、V，属适度不相容元素。D≈1 的元素是 Mn、Fe，为适度相容元素；而 D>1 的元素是 Cr、Co 和 Ni，为相容元素。与原始地幔标准值比较，蛇纹岩中 Ti 含量明显偏低，而 Cr 则显著偏高，其他元素与地幔标准值相对较接近。岩石/地幔标准化配分型式（图5-8）清楚地表明，蛇纹岩中存在适度不相容元素 Ti 的低谷和相容元素 Cr 的峰，其他元素基本无亏损及富集现象。这种特征表明，本区上地幔产生过较低程度的局部（部分）熔融，从而使得部分熔融的残余物在一定程度上亏损不相容元素，而富集部分相容元素。

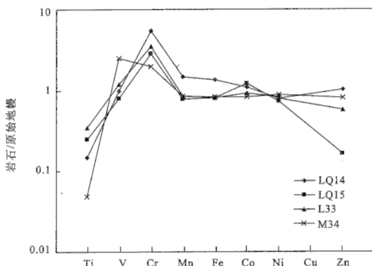


图 5-8　蛇纹岩过渡族金属元素原始地幔标准化配分形式

Fig. 5-8　Primitive mantle-normalized transition element distribution patterns

2. 不相容元素组

我们采用 Holm（1985）设计的不相容元素地幔平均成分标准化图解来探讨本区上地幔性质、局部熔融程度及残余相地球化学特征。图 5-9 采用 Cs、Rb、Ba、Th、U、K、Ta、Nb、La、Ce、Sr、Nd、P、Hf、Zr、Sm、Ti、Tb、Y 19 个元素，以原始地幔平均成分（Sun and McDonough，1989）为标准。在所引用的元素中，自左向右，元素的不相容性逐渐减弱。从图中可以看出如下规律：

1）存在 La、Ce、Sr、Hf、Ti 等适度不相容元素的谷，说明本区上地幔的确产生过一定程度的局部（部分）熔融。

2）三岔子蛇纹岩与其他蛇纹岩比较，Sr 不是亏损而是富集，且具有更强的 Rb、Ba、Zr、Y 富集状态；而煎茶岭蛇纹岩除 Sr、Ti 两个适度不相容元素外，其他不相容元素含量均高于原始地幔平均值，呈弱一中强富集状态。这说明本区超基性岩微量元素特征在总体趋势一致的前提下，不同区域存在细微的差别。

3）必须特别指出的是，本区超基性岩 Cs、Rb、Th、U、K、Ta、Nb 等强烈不相容元素大多呈富集状态，随着元素自左向右不相容性的逐渐降低，曲线逐渐趋于平缓，La、Sr、Nd、Hf、Ti、Y 等适度不相容元素逐渐出现亏损状态。

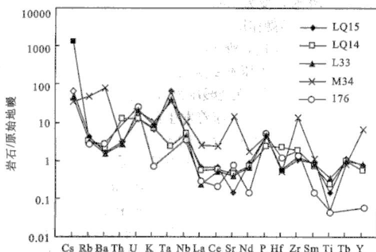


图 5-9 蛇纹岩不相容元素原始地幔标准化配分形式

Fig. 5-9 Primitive mantle-normalized trace element distribution patterns

本区超基性岩原岩类型主要为方辉橄榄岩和纯橄榄岩，并存在少量二辉橄榄岩。根据高温、高压实验岩石学的研究结果，一般把方辉橄榄岩和纯橄榄岩看作原始上地幔岩石熔出玄武岩以后的难熔固相残留物。石榴石二辉橄榄岩的高压熔融实验证明，当从中熔出＞20％的玄武岩熔浆后，难熔的残留物相当于方辉橄榄

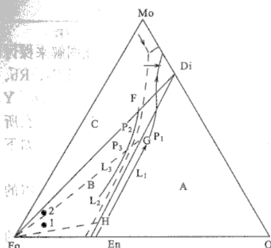


图 5-10 Fo-Mo-Q 系统相图

Fig. 5-10 Fo-Mo-Q diagram

岩；当熔出＞45％的熔浆以后，则残留物相当于纯橄榄岩。另外，即使方辉橄榄岩和纯橄榄岩发生部分熔融，其最初的熔浆成分亦很富 Mg，这与玄武岩岩浆的成分是不相适应的。对于二辉橄榄岩则有不同的看法，有人认为它可代表原始上地幔的成分，有人认为它亦是上地幔熔出玄武岩熔浆以后的难熔残留物，但熔融程度低，一般相当于熔出＜5％的熔浆后的残留物。以 Mo-Fo-Q 三元相系为例（图 5-10），上地幔橄榄岩（图中点 1）的熔融过程为（$P=20\times10^6$Pa）：最初熔出的熔浆组成为 P_2，当熔浆发生以后，体系变为四相共存，根据相律为不变平衡，存在恒温下发生反应：Fo＋Di_{ss}(G) →l(P_2)＋En_{ss}(H)，直至 Di_{ss}完全进入熔浆，变为三相共存的单变平衡，熔融作用离开 P_2 点沿 L_2 曲线进行，随着熔融程度的增加，熔浆逐渐富 Fo、En 组分，接着是 En_{ss}全部进入熔浆，变为二相共存的双变平衡，进入了 Fo 首晶区，最后直至 Fo 全部进入熔浆，熔融作用告终。对于局部熔融来说，形成的熔浆的组成相当于 P_2 或 L_2 线上且靠近 P_2，难熔的固相残留物必定是更富 Fo、En 组分的超镁铁岩。随着压力的升高，等压不变点与 Fo-En 首晶区界线由 A 区进入 B 区，且朝着 Fo 顶端移动。这表明，在地幔压力下，地幔橄榄岩的部分熔融产生的必定是 SiO_2 不饱和的玄武岩岩浆。随着发生部分熔融深度的增大，熔出的熔浆 SiO_2 更不足。还有一点是十分重要的，对于 Ol、Opx 和 Cpx 三者来说，Cpx 首先从橄榄岩中全部熔出并进入熔浆中。这表明本区超基性岩（方辉橄榄岩和纯橄榄岩）应代表本区上地幔发生局部（部分）熔融后的难熔残留相。

元素不相容性的含义在于：强不相容元素在熔融发生的早期阶段就从源区进入熔体相，它们最容易保存在残余熔体相中，基本上不进入早期晶出及分离的晶体相，而相对富集于岩浆演化的晚期产物中。通常，原始地幔或亏损地幔产生局部（部分）熔融。熔出一定比例的玄武质熔浆，强不相容元素将明显地富集于熔体相中，而在难熔残留物中出现不相容元素的显著亏损状态。本区超基性岩中 Cs、Rb、Th、U、K、Ta、Nb 等强不相容元素明显高于原始地幔的平均含量，而呈富集状态。造成橄榄岩中部分大离子亲石元素富集的可能原因有以下几方面的考虑：

1）一种解释是这些橄榄岩是由至少两个在地球化学上有区别的组合混合所形成的（Frey and Green，1974），即反映橄榄岩整体特征并控制了主要矿物，

主要元素及相容微量元素含量的组分 A 和占橄榄岩的一小部分，但控制了不相容微量元素的丰度，并进入主要矿物和副矿物的组分 B。组分 A 具有部分熔融残留体的地球化学特性，而组分 B 大大地富集不相容元素，被解释为是一种流动的液体，在它渗透与组分 A 混合之前与组分 A 并没有关系。这种两个组分或更多组分的模式对上地幔作用和地幔不均一性形成有着重要的意义。关键问题是：①组分 B 的成分和形成方式；②混合事件的时间；③混合事件发生的地点；推测组分 B 的成分与低程度部分熔融（<5%）产生的熔体或富 H_2O 和 CO_2 流体相一致。

自 20 世纪 70 年代起，不少人对地幔交代作用进行了研究，而且这一概念也被人们广泛接受，但认识上仍存在不少差异，也有些问题未得出满意的解释。例如，熔体或流体在交代作用中的贡献如何区分、如何评价；交代作用的规模是局部现象还是区域性的；交代流体的来源、性质和所携带的组分如何等问题。当然也有一些观点逐步取得一致的认识。例如，交代可分为“隐”交代（cryptic）及“显”交代（patent）或矿物的交代（nodal）两类，主元素亏损的地幔可通过交代作用富集不相容元素，地幔交代的产物有具含水矿物（角闪石、云母）的橄榄岩、辉石岩；MARID 组合（云母+角闪石+金红石+钛铁矿+透辉石）、含 K 的次变石榴石（Kelyphite）、含 K、Ba、Ce 的 Ti 酸盐（LIMA）矿物、钛榴石-磷灰石组合等；交代进入地幔的元素为 H、C、F、Na、Al、P、S、Cl、K、Ca、Ti、Fe、Rb、Y、Zr、Nb、Ba、REE 等。

杜乐天（1989）也提出了地幔热流体是 H-A-C-O-N-S 化合物系统。其中，H 代表氢、卤素和热，A 代表碱金属族，C 为碳，O 为氧，N 为氮，S 为硫族，并建议用“幔汁”一词概括。这里不包括不相容元素，因为这些是幔汁对地幔岩石或熔浆进行交代反应后浸出的后加组分。这一观点已在国内引起重视及支持。

2）俯冲洋壳与楔形上地幔二元混合模式—形成富集型地幔。人们最早认识壳幔反应是在大洋俯冲的岛弧带及大陆边缘，下插至地幔的大洋岩石圈在 80～120km 处发生脱水和部分熔融，释放出的流体组分及熔体从俯冲洋壳中萃取了不相容元素，并且迁移至上覆的楔形地幔中使其发生富集，这样提供了在这一深度下的富集地幔源区。由这里上升的底辟体在含水的条件下遭受部分熔融产生了硅饱和的玄武岩-安山岩岩浆，它们浅部发生分异作用形成了钙碱性的安山岩-英安岩-流纹岩的组合（Nicholls and Ringwood，1973）。这种可能的机制的意义在于揭示了勉略地区可能存在洋壳的俯冲与再循环过程，而这种富集不相容元素的超基性岩类，更多地代表了一种岛弧型蛇绿岩超基性岩地球化学特征。

3）需要注意的是，本区超基性岩均已强烈蛇纹石化，在蛇纹石及其他低压、低温矿物形成过程中，类似于 LREE 的不相容元素组合进入岩石中的可能性是存在的，因为这种岩石对于这类混染作用是比较敏感的。但这种作用的机理尚不清楚，且在本区缺乏令人信服的证据。

3. 微量元素比值特征

本区蛇纹岩 11 组微量元素比值及其对应的原始地幔、球粒陨石标准值一并列入表 5-3 中。从表中可以看出如下规律：

1) 本区超基性岩 Nb/La 值高，介于 2.07～41.88 之间，以三岔子蛇纹岩 Nb/La 比值最大，远高于原始地幔的 Nb/La 值（0.87）；Zr/Y 值介于 3～8 之间，平均为 5.08，略高于原始地幔值（2.26）；Zr/Nd 值与原始地幔接近或略高，但三岔子蛇纹岩却出现 Zr/Nd 的特高值，达 166.07，表明岩石中 Zr 呈强烈富集状态。

2) 岩石中 Hf/Th 值低，<0.80；Th/Ta 值、La/Ta 值大多很低，不超过 0.23，但煎茶岭蛇纹岩例外，它具有很高的 Th/Ta（10.99）和 La/Ta（17.85）值，反映了本区不同超基性岩块之间存在的微量元素地球化学差异。

3) 较低的 Ti/V 值显示了 Ti 相对于原始地幔的亏损状态。而 Zr/Nb 值低于原始地幔，同样表明了不相容性较强的元素 Nb 相对于不相容性低的元素 Zr 更趋富集。然而三岔子蛇纹岩的 Zr/Nb 值却高于原始地幔的 Zr/Nb 值。

4) Ta/Yb 主要与地幔部分熔融及幔源性质有关。亏损地幔的 Ta/Yb 值一般很低（$f<0.1$）。而本区超基性岩大多显示了比亏损地幔高得多的 Ta/Yb 值，仅煎茶岭蛇纹岩 Ta/Yb 值为 0.41，但仍高于亏损地幔的 Ta/Yb 值。

总之，各种特征的微量元素比值仍然显示了本区超基性岩相对富集强不相容元素的微量元素地球化学特征。同时，揭示了不同超基性岩块地球化学特征的差异性，它从另一个角度显示了地幔不均一性的客观事实。

表 5-3 蛇纹岩微量元素比值特征

Table 5-3 Ratios of the trace element for the serpentinites

编号	LQ14	LQ15	L33	M34	176	Sun. 1989	Sun. 1989
位置	杜家院	煎茶岭	电厂坝	三岔子	鞍子山	原始地幔	球粒陨石
岩性	蛇纹岩	蛇纹岩	蛇纹岩	蛇纹岩	蛇纹岩		
Nb/La	6.56	2.07	8.71	4.09		0.87	1.04
Hf/Th	0.65	0.66	0.80	0.73		3.65	3.67
Zr/Y	3.33	8.26	3.71	5.00		2.26	2.46
Th/Ta	0.10	10.9	0.13	0.15	10.5	2.23	2.07
La/Ta	0.17	17.8	0.23	0.12	64.3	16.5	16.9
Ti/V	3.10	6.38	6.00	0.41	4.75	20.9	7.66
La/Yb	1.91	7.29	0.71	0.62	9.65	1.39	0.17
Th/Yb	1.10	4.49	0.42	0.81	102	0.17	0.19
Ta/Yb	10.9	0.41	3.12	5.31		0.08	0.17
Zr/Nb	3.93	5.56	4.19	20.9		17.7	15.7
Zr/Nd	10.3	8.37	14.6	61.7		8.53	8.29

四、超基性岩稀土元素地球化学特征

在岩石学研究中，稀土元素是一组特别有意义的元素组，它们的习性、浓度和相对丰度可为研究岩浆起源、演化和岩石成因提供重要信息。

蛇纹岩样品的稀土元素分析结果列于表5-2中。从表中可以看到，杜家院子、电厂坝及三岔子蛇纹岩稀土含量低，$(La/Yb)_N$ 介于0.4～1.24之间，平均为0.70；$(Ce/Yb)_N$ 介于0.48～1.23之间，平均为0.84，表明岩石属轻稀土亏损型，其 δEu 介于2.72～3.61之间，平均为3.22，说明岩石中Eu具有较强的富集特征。而煎茶岭蛇纹岩稀土元素含量明显高于其他三个样品，其 $(La/Yb)_N=4.72$，$(Ce/Yb)_N=4.34$，$\delta Eu=0.68$，具有轻稀土富集及Eu丰度亏损的特征。

从稀土元素球粒陨石标准化分配型式图中（图5-11）可以看出，本区超基性岩具有两种截然不同的配分型式，一类为右倾负斜率轻稀土富集型，Eu处具明显凹陷，其La的含量可达到球粒陨石值的5倍左右；另一类大体呈左倾型式，但斜率很小，且最重稀土部分略有下滑，Eu处为一明显的峰值。

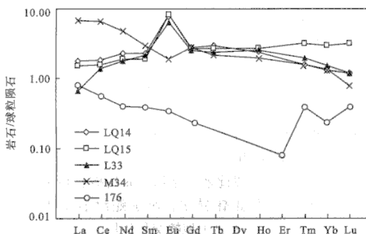


图5-11　超基性岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 5-11　Chodrite-normalized rare earth element distribution patterns of the ultra-basic rocks

变质橄榄岩是组成蛇绿岩套的基本单元，在已详细研究的蛇绿岩套中，方辉橄榄岩是主要的岩石类型（Coleman，1977），其次是纯橄榄岩。从表5-1计算结果可以看出，本区超基性岩中LQ15的Ol含量最高，其原岩可能为纯橄榄岩，而LQ14、LQ33及LQ34则以方辉橄榄岩为最可能的原岩类型。Stosch等的研究表明，在超基性岩中稀土元素赋存相橄榄石、斜方辉石、单斜辉石具有不同的矿物稀土配分型式，单斜辉石多富钙，是稀土元素的主要赋存相，配分型式为一组相对较平直的曲线；橄榄石则相对富集轻稀土，呈右倾分配型式；而斜方辉石

则明显地亏损轻稀土，配分曲线为左倾正斜率轻稀土亏损型。取自 Puerto Rico 深海沟北侧的蛇纹岩与洋中脊玄武岩共生，这些超镁铁质岩可能是在洋壳消减以前不久出露的海洋上地幔，其稀土配分型式及正 Eu 异常（图 5-12），定性地类似于本区轻稀土亏损的蛇纹岩（方辉橄榄岩）。

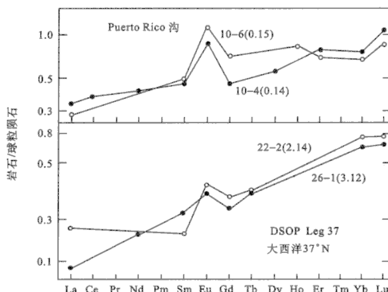


图 5-12　洋底蛇纹岩稀土配分型式（据 Henderson，1984）

Fig. 5-12　Rare earth element distribution patterns of the serpentinite from ocean floor

对于岩石中 Eu 正异常的解释是一件非常困难的事。但是，蛇纹石化过程中 Eu^{2+} 的优先活化（Sun and Nesbitt，1977）可能是造成超基性岩中 Eu 正异常的原因之一，Henderson（1984）以此来解释 Pindos 纯橄岩和 Troodos 方辉橄榄岩（两者均无斜长石）中出现的正铕异常。对于蛇纹岩富集型稀土配分型式（LQ15）所必须考虑的另一个因素是上地幔交代作用及上地幔不均一性。

第三节　三岔子地区辉长-辉绿岩的地质地球化学特征

一、区域地质及岩石学特征

勉略缝合带内的辉长-辉绿岩主要出露在三岔子、关帝坪等地区。在勉县关帝坪出露有新鲜、结构完好的辉长岩，岩石为中—粗粒辉长结构、块状构造，主要造岩矿物有普通辉石、基性斜长石及少量的斜方辉石和微量石英。石英含量一般为 1%～2%，斜方辉石<5%，基性斜长石含量为 35%～45%，普通辉石含量 45%～55%，主要副矿物有钛铁矿、磁铁矿、黄铁矿、锆石、磷灰石、金红石等。

普通辉石：淡棕黄色，镜下具微弱多色性，半自形柱状—他形粒状，大小约5mm×8mm～1mm×2mm，部分被绿色、黄绿色绿泥石交代。

基性斜长石：半自形板状，大小约4mm×8mm～1mm×2mm，多数已高岭石化，偶见聚片双晶。

斜方辉石：弱多色性，柱面平行消光，高正突起，I级干涉色。

石英：无色他形粒状，粒径0.9～2mm，分布于普通辉石及基性斜长石的空隙中。

主要副矿物磁铁矿—钛铁矿多呈黑色半自形—他形粒状，粒径约1.5～0.5mm，含量在1%～3%左右。

在勉县关帝坪辉长岩体中，具典型的火成堆积结构，堆积岩主要有两种类型：一是辉石中堆积岩，它由自形程度较高的普遍辉石粗大晶体组成，辉石粒度一般在0.3～1.5cm左右，最大可达2～3cm。岩石中仅含少量后堆积基性斜长石，其自形程度较差，呈填隙状分布在辉石晶粒之间的空隙中。二是斜长石-辉石堆积岩或辉石-斜长石堆积岩，由基性斜长石相对集中的浅色条带与普通辉石相对集中的深色条带以垂直分带的形式重复交替出现，构成韵律层，层的厚度可自几毫米至几十厘米不等。

带内辉绿岩及辉长-辉绿岩大多呈岩墙状产出，在三岔子、桥梓沟十分发育。受剪切变形影响，矿物已发生显著的定向排列，手标本观察浅色矿物（基性斜长石）呈米粒状，暗色矿物（普通辉石）呈不对称眼球状，镜下岩石具碎裂结构，或粗糜棱结构。部分样品中见有长石旋转碎斑系，基性斜长石大多已蚀变为高岭土及绢云母，普通辉石明显绿泥石化。

二、辉长岩-辉绿岩类岩石化学特征

区段内辉长岩类化学成分分析结果及A. H. 扎瓦里斯基数字特征列于表5-4中，从表中可以看出下述规律。

表5-4　辉长岩-辉绿岩化学成分（%）分析结果及A. H. 扎瓦里斯基数字特征

Table 5-4　The major chemical composition（%）and calculation result

编号	LQ36	LQ45	LQ46	LQ48	M19	M15
取样位置	三岔子	田坝	小松沟	小松沟	关帝坪	关帝坪
岩性	辉绿岩	辉长-辉绿岩	辉长-辉绿岩	辉绿岩	变形辉长岩	辉长岩
SiO_2	54.30	51.20	50.60	55.00	41.54	46.99
Al_2O_3	14.00	15.60	15.70	14.60	20.29	20.78
Fe_2O_3	2.87	2.22	1.27	2.17	9.17	3.65
FeO	5.03	6.11	9.63	5.46	3.52	6.04

续表

编号	LQ36	LQ45	LQ46	LQ48	M19	M15
取样位置	三岔子	田坝	小松沟	小松沟	关帝坪	关帝坪
岩性	辉绿岩	辉长-辉绿岩	辉长-辉绿岩	辉绿岩	变形辉长岩	辉长岩
CaO	6.94	7.89	5.35	6.65	12.60	9.79
MgO	6.73	8.29	4.84	7.20	4.75	5.86
K_2O	2.35	3.51	1.22	2.36	0.20	0.20
Na_2O	3.78	1.67	4.72	3.52	2.15	4.16
TiO_2	0.88	0.76	1.28	0.85	4.71	1.20
MnO	0.14	0.15	0.16	0.13	0.13	0.14
P_2O_5	0.40	0.22	0.21	0.41	0.15	0.38
H_2O	1.58	2.18	3.16	1.42	0.84	1.47
CO_2	0.39	0.39	1.74	0.58	0.38	0.19
Total	99.39	100.19	99.88	100.35	100.43	100.85
a	12.16	9.17	12.96	11.40	5.80	10.29
b	19.45	22.91	19.82	19.77	22.32	20.39
c	3.64	6.35	4.73	4.28	12.78	9.98
S	64.75	61.57	62.49	64.55	59.10	59.17
c'	26.32	16.19	11.17	20.17	22.05	14.47
f'	39.24	35.84	55.86	37.02	58.43	47.53
m'	60.76	64.16	44.14	62.98	41.57	52.47
n	71.01	41.90	85.51	69.44	94.29	96.97
Q	1.54	−1.55	−5.67	2.02	−6.18	−12.05
m/f	1.55	1.79	0.79	1.70	0.71	1.10
h	33.84	24.65	10.55	26.36	70.09	35.16

注：由中国地质科学院测试研究所湿法分析。

1. 辉长岩

辉长岩 SiO_2 含量变化不大，介于41%～47%之间，$\sum FeO/(\sum FeO+MgO)$ 在0.6～0.7之间。在 Al_2O_3-CaO-MgO 图解和 SiO_2-$FeO^*/(FeO^*+MgO)$ 图解中均落入镁铁堆积岩区内（图5-13，图5-14），但略为低镁。

本区辉长岩属高铝强碱质辉长岩类，在 Al_2O_3-SiO_2 图解和 SiO_2-(K_2O+Na_2O) 图解中（图5-15，图5-16）均位于Ⅰ区，但其碱含量却明显低于戴里碱性辉长岩的平均值，而相对更接近于戴里钙碱性辉长岩的 K_2O+Na_2O 平均值。

扎氏数值较为稳定，$a=5.8$～10.29，$m'=41.57$～52.47，$f'=47.53$～58.43，$S=59\pm$，m/f 值低（0.71～1.10），属铁质基性岩类。

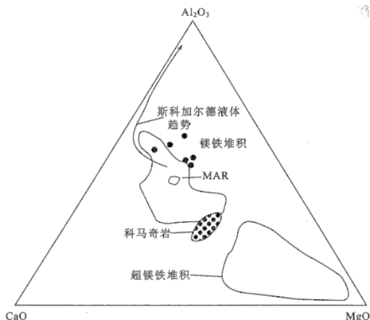


图 5-13 堆积岩的 MgO-CaO-Al_2O_3 三角图解（据 Coleman，1977）

Fig. 5-13 MgO-CaO-Al_2O_3 diagram

MAR-洋中脊玄武岩平均成分；●. 本区辉长-辉绿岩

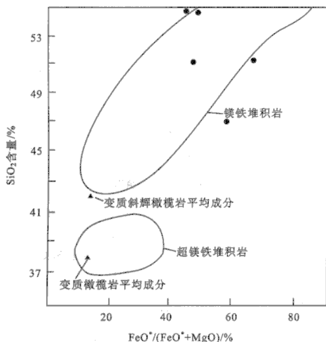


图 5-14 蛇绿岩堆积岩中 SiO_2-FeO* /(FeO* +MgO) 变异图（据 Coleman，1977）

Fig. 5-14 The SiO_2-FeO* /(FeO* +MgO) diagram

●. 本区辉长-辉绿岩

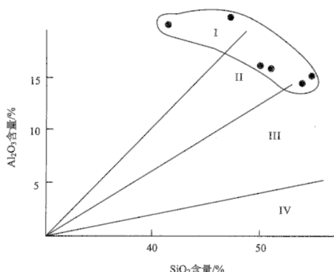


图 5-15　基性岩 Al_2O_3-SiO_2 变异图解

Fig. 5-15　Al_2O_3-SiO_2 diagram of the basic rocks

I. 高铝质区；II. 铝质区；III. 低铝质区；IV. 贫铝质区；●. 本区辉长-辉绿岩

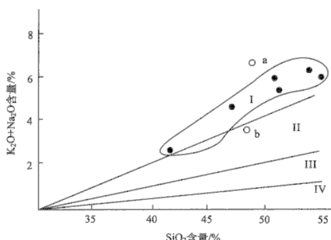


图 5-16　基性岩 SiO_2-(K_2O+Na_2O) 图解

Fig. 5-16　SiO_2-(K_2O+Na_2O) diagram of the basic rocks

I. 强碱质区；II. 碱质区；III. 弱碱质区；IV. 贫碱质区；a. 戴里碱性辉长岩；b. 戴里钙碱性辉长岩

●. 本区辉长-辉绿岩

2. 辉绿（辉长-辉绿）岩墙群

与辉长岩相比，区内辉绿岩墙群 SiO_2 明显偏高（50%～55%），碱质较富（K_2O+Na_2O 介于 5.18%～6.13%之间），而 Al_2O_3（14%～15.70%）、CaO（5.53%～7.89%）却明显低于辉长岩，显示了一定的递进岩浆演化序列的化学

成分特点。相对于辉长岩其化学成分的另一个特点是 MgO 略高且变化大（4.84%～8.29%），而$\sum$FeO 略低于辉长岩类。

按 Al_2O_3-SiO_2 图解和 SiO_2-(K_2O+Na_2O) 划分，辉绿岩墙群属强碱铝质基性岩类，其 K_2O+Na_2O 介于戴里碱性辉长岩与钙碱性辉长岩之间。

在 SiO-FeO*/(FeO* +MgO) 和 Al_2O_3-CaO-MgO 图解（图 5-13，图 5-14）中，本区辉绿岩墙群大多处在镁铁堆积岩区内或附近，反映了其与下部辉长岩类在成因及岩浆演化方面的一定渊源关系。在世界典型蛇绿岩带中，岩墙群对上覆的枕状熔岩起着通道作用，而且向下延伸进入下伏的辉长岩中即行尖灭。

扎氏数值特征计算结果表明，$a=9.17\sim12.96$，$m'=60.76\sim64.16$，$S=(61.57\sim64.75)$，m/f 值较低（0.79～1.79），与辉长岩差异不大，仍具有铁质基性岩类的化学成分特点。

三、辉长岩-辉绿岩类微量元素地球化学特征

本区辉长岩（辉绿岩）类微量元素分析结果列于表 5-5 中。

表 5-5　辉长岩及辉绿岩（辉长-辉绿岩）墙的微量元素分析结果（$\times10^{-6}$）

Table 5-5　Trace element analysis result for the gabbro and diabase（$\times10^{-6}$）

编号	M15	M19	LQ36	LQ45	LQ46	LQ48
取样位置	关帝坪	关帝坪	三岔子	田坝	小松沟	小松沟
岩性	辉长岩	变形辉长岩	辉绿岩	辉长-辉绿岩	辉长-辉绿岩	辉绿岩
Sc	26.9	28.6	24.2	43.6	34.0	24.0
Zn	5.66	7.20	24.3	8.80	7.48	39.3
As	0.80	0.47	5.18	10.7	7.07	7.73
Se	1.47	2.88	0.04	0.01	0.05	0.02
Mo	10.2	11.1	22.3	20.2	26.9	18.6
Ag	0.74	0.84	0.74	1.16	0.92	0.90
Sb	4.26	4.76	0.67	0.54	0.53	0.35
Cs	7.53	6.75	3.12	1.70	1.24	2.08
Hf	5.70	2.00	3.45	1.93	3.08	3.40
Ta	0.21	0.98	0.40	2.45	0.36	2.63
W	0.86	2.04	1.43	1.32	1.78	1.19
Au	0.10	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Th	0.22	0.50	3.65	1.60	2.68	3.48
U	0.21	0.20	1.00	0.39	0.53	1.18
Ba	214	701	1110	936	408	907
Co	26.0	56.0	27.0	34.0	32.0	28.0
Cr	91.0	13.0	286	158	3.00	362
Nb	6.70	16.0	7.20	5.90	9.00	7.10

续表

编号	M15	M19	LQ36	LQ45	LQ46	LQ48
取样位置	关帝坪	关帝坪	三岔子	田坝	小松沟	小松沟
岩性	辉长岩	变形辉长岩	辉绿岩	辉长-辉绿岩	辉长-辉绿岩	辉绿岩
Ni	44.0	25.0	101	35.0	9.90	127
Rb	16.0	7.20	46.0	102	48.0	55.0
Sr	1300	1410	652	239	164	452
V	207	427	211	204	332	196
Y	28.0	13.0	21.0	25.0	32.0	21.0
Zr	203	64.0	133	72.0	115	131
La	17.3	15.3	17.3	11.3	18.2	15.7
Ce	39.5	29.8	33.8	21.2	28.0	29.8
Nd	28.5	17.7	19.7	11.4	16.2	17.0
Sm	7.07	4.40	4.96	2.99	4.39	4.73
Eu	2.14	2.04	1.45	1.07	1.19	1.61
Gd	6.73	3.50	4.86	3.90	5.32	4.55
Tb	1.03	0.48	0.79	0.75	0.93	0.76
Ho	1.29	0.55	0.89	1.04	1.31	0.86
Tm	0.45	0.16	0.30	0.43	0.51	0.34
Yb	2.51	0.84	1.72	2.37	2.94	1.98
Lu	0.33	0.12	0.26	0.33	0.42	0.24
$(La/Yb)_N$	4.46	11.73	6.51	3.09	4.01	5.13
$(Ce/Yb)_N$	3.80	8.54	4.75	2.16	2.30	3.64
(La/Sm)	2.45	3.48	3.49	3.78	4.15	3.32
δEu	0.94	1.55	0.90	0.97	0.76	1.06

注：Sc—U 和 La—Lu 由中国科学院高能物理研究所中子活化法分析；Ba—Zr 由北京有色冶金设计研究总院中心化验室 XRF 法分析。

1. Ti、V、Cr、Mn、Fe、Co、Ni、Cu、Zn 组

在地幔衍生岩浆过程中，以及在岩浆分离结晶和演化过程中，过渡金属元素必定会发生显著的分离。从表 5-5 中可以看出，本区辉长岩类与地幔的过渡金属丰度相比，有高得多的 Ti、V（$D<0.2$）含量、略高或接近的 Fe（$D\approx1$）含量，以及大致相当的 Mn（$D\approx1$）和低得多的 Cr、Ni（$D>1$）含量。从过渡金属的分配系数来看，在地幔橄榄岩中和玄武质岩浆的结晶分离相中，Ni 主要寄生于橄榄石和斜方辉石中，V 和 Ti 主要寄生于单斜辉石中，而 Cr 主要寄生于石榴石和单斜辉石中。因此，未受混染的玄武质岩浆过渡金属丰度主要受地幔橄榄岩源岩的部分熔融程度和玄武质岩浆分离结晶相的种类及数量所控制。从图 5-17 和图 5-18 中可以看到，本区辉长岩（辉绿岩）类的过渡金属呈陡斜率的“W”形分配型式，有显著的正负异常出现，Ti、V 的正异常十分明显，而 Cr、Ni 的负

异常尤为特征。本区超基性岩过渡金属元素呈较平缓的分配型式，与地幔元素绝对丰度差异较小，仅 Ti 元素亏损，Cr 略富集。两种岩类的分配型式按元素不相容性准则，具明显的互补和规律性变化，说明辉长岩类很可能是地幔橄榄岩部分熔融的产物。另一种可能的解释是本区超基性岩和辉长岩作为一种镁铁质岩浆产生分离结晶堆积作用的下部和上部两个部分，因而具有不相容及相容元素的互补性，但这种可能的解释与超基性岩作为上地幔局部熔融残余物（上地幔变质橄榄岩）的解释不相吻合。镁铁质岩浆的早期分离结晶相一般为橄榄石和辉石，因此，由这些矿物组成的堆积岩应具有高的 Cr 和 Ni 含量（相对于辉长岩）。就这层意思来说，本区超基性岩似乎具有堆积岩成因，因为其 Cr 含量高，高于地幔平均值而呈富集状态。但是本区超基性岩主要为纯橄榄岩和方辉橄榄岩，二辉橄榄岩数量很少，而 Cr 主要寄生于石榴石和单斜辉石中。因此，蛇纹岩中 Cr 的低度富集是否属镁铁质岩浆结晶分异的结果仍值得商榷。

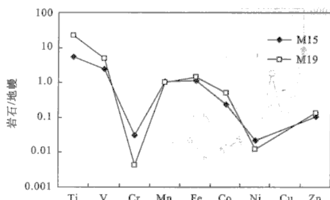


图 5-17　辉长岩类过渡族金属元素地幔标准化配分型式

Fig. 5-17　Mantle-normalized transition element distribution patterns of the gabbro

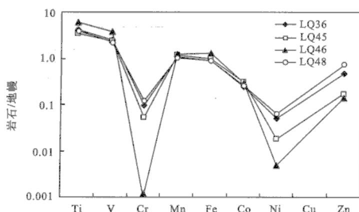


图 5-18　辉绿岩类过渡族金属元素地幔标准化配分型式

Fig. 5-18　Mantle-normalized transition element distribution patterns of the diabase

2. 不相容元素组

本区辉长岩及辉绿岩墙群的不相容元素含量列于表 5-5 中，从图 5-19 和图 5-20 中可以看出：①本区辉长岩 Cs、Rb、U、K、Ta、Nb 等强不相容元素表现为总体上的富集特征，符合不相容元素更趋向富集于局部熔融的易熔组分中的地球化学规律。本区辉长岩中 La、Sr、Hf、Ti 与原始地幔比较均呈中—弱的富集状态，与本区超基性岩类中该组元素的亏损状态恰成互补特征，表明了辉长岩与超基性岩类在源区特征及成因方面的相关性。②辉绿岩总体显示出右倾型式，强不相容元素富集度亦高，随着自左向右元素不相容性降低，富集度逐渐减弱。与辉长岩不相容元素谱系图总体趋势一致，但曲线更为平缓、平滑，不具有显著的峰和谷。如果说辉长岩在一定程度上继承了源区地球化学特征的话，那么辉绿岩更多地反映了一种递进岩浆演化趋势，不相容元素符合岩浆演化过程中的普遍规律。

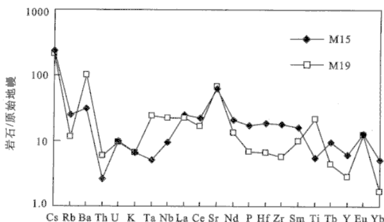


图 5-19 辉长岩类不相容元素原始地幔标准化配分型式

Fig. 5-19 Primitive mantle-normalized incompatible element distribution patterns of the gabbro

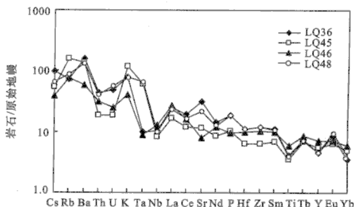


图 5-20 辉绿岩类不相容元素原始地幔标准化配分型式

Fig. 5-20 Primitive mantle-normalized incompatible element distribution patterns of the diabase

3. 微量元素比值特征

区段内辉长岩类 11 组微量元素比值及其对应的原始地幔和球粒陨石标准值一并列入表 5-6 中。

表 5-6 辉长岩-辉绿岩微量元素比值特征

Table 5-6 Ratios of the trace element for the gabbro and diabase

编号	M15	M19	LQ36	LQ45	LQ46	LQ48	原始地幔	球粒陨石
位置	关帝坪	关帝坪	三岔子	田坝	小松沟	小松沟		
岩性	辉长岩	变形辉长岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩	辉绿岩		
Nb/La	0.39	1.05	0.42	0.52	0.49	0.45	0.87	1.04
Hf/Th	26.5	3.99	0.95	1.21	1.15	0.98	3.65	3.67
Zr/Y	7.25	4.92	6.33	2.88	3.59	6.24	2.26	2.46
Th/Ta	1.05	0.51	9.06	0.65	7.42	1.32	2.23	2.07
La/Ta	84.4	15.7	42.9	4.61	50.4	5.97	16.5	16.9
Ti/V	34.8	66.1	25.0	22.3	23.1	26.0	20.9	7.66
La/Yb	6.89	18.1	10.1	4.77	6.19	7.93	1.39	0.17
Th/Yb	0.09	0.59	2.12	0.68	0.91	1.76	0.17	0.19
Ta/Yb	0.08	1.16	0.23	1.03	0.12	1.33	0.08	0.17
Zr/Nb	30.3	4.00	18.5	12.2	12.8	18.45	17.7	15.7
Zr/Nd	7.12	3.62	6.75	6.32	7.10	7.71	8.53	8.29

注：表中原始地幔和球粒陨石数据据 Sun and McDonough (1989)。

(1) 辉长岩

本区辉长岩 Nb/La 值低（0.39～1.05），与原始地幔接近或略微偏低，远远低于超基性岩的 Nb/La 值。说明岩石中 La 相对于超基性岩来说，具有较大程度的富集；Zr/Nd 值、Zr/Y 值与超基性岩接近，变化不大，反映了辉长岩相与超基性岩的一种“承袭性”。

Hf/Th 值、Ti/V 值、La/Yb 值、La/Ta 值高且变化大，大多高于超基性岩和原始地幔同类元素对比值，这与原始地幔标准化配分曲线中 Hf、Ti、La 等元素由超基性岩的中度亏损状态转变为辉长岩中的低度富集状态的特点是一致的。

Th/Ta 值与超基性岩接近，低于原始地幔 Th/Ta 值；而 Zr/Nb 值变化大。

Th/Y 值（0.09～0.59）、Ta/Yb 值（0.08～1.16）均低于超基性岩类同类元素组比值，表明辉长岩中 Th、Ta 相对于弱不相容元素 Yb 的富集度较超基性岩有所降低。

(2) 辉绿岩墙群

与辉长岩相比，本区辉绿岩具有更低的 Hf/Th 值、Ti/V 值；而 Th/Ta 值较辉长岩更高，其他元素对比值与辉长岩接近或变化不大。

在世界典型的蛇绿岩中，席状岩墙与下部辉长岩之间的接触关系常常是令人费解的，而且相当复杂。很多证据表明，辉绿岩墙对着辉长岩冷却，而且它们向下进入辉长岩中即行尖灭。因此，在岩墙侵位之前似有一些辉长岩应已经固结，而且岩墙侵入体向下进入了固结的辉长岩，这是一个令人费解的构造问题。据此，有人认为岩墙有一个与辉长岩和橄榄岩不同的岩浆来源，而且还需要有复杂岩浆房来提供在岩墙群内经常观察到的成分上的变化（Walker et al，1990），但并没有明显的证据证明上述设想。勉略地区由于构造混杂作用和蛇绿岩的肢解，难以观察到辉长岩与岩墙群之间的确切关系，但微量元素地球化学却显示了辉绿岩墙与本区辉长岩之间并无显著差异，而且在相对程度上具有递进演化的趋势，无法用不同岩浆源加以解释，因此辉绿岩墙群作为脉动式岩浆活动稍晚期的产物更为合理。

四、辉长岩-辉绿岩类稀土元素地球化学特征

本区辉长岩类稀土元素分析结果列于表 5-5 中。辉长岩类 $(La/Yb)_N$（4.46～11.73）平均为 8.10；$(Ce/Yb)_N$（3.80～8.54）平均为 6.17；La/Sm（2.45～3.48）平均为 2.97；δEu（0.94～1.55）平均为 1.25。稀土配分曲线（图 5-21）具有右倾负斜率轻稀土富集型分配型式，Eu 的正异常不显著或为弱的正铕异常。

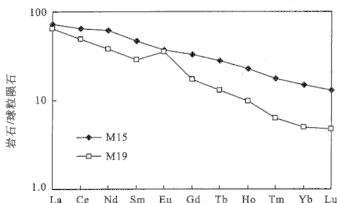


图 5-21　辉长岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 5-21　Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns of the gabbro

辉绿岩类 $(La/Yb)_N$（3.09～6.51）平均为 4.69；$(Ce/Yb)_N$（2.16～4.75）平均为 3.21；La/Sm（3.32～4.15）平均为 3.69；δEu（0.76～1.06）平均为 0.92。稀土配分曲线（图 5-22）仍为右倾负斜率轻稀土富集型分配型式，但曲线较辉长岩平缓，负斜率略小，且无铕异常，除一个样品略具负 Eu 异常外，其他样品的 Eu 基本无异常。

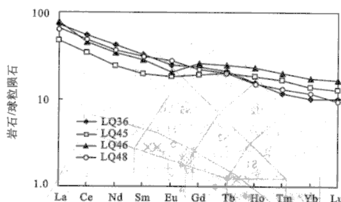


图 5-22 辉绿岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 5-22 Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns of the diabase

第四节 变质火山岩的地质地球化学特征

一、变质火山岩的岩石类型及岩相学特征

勉略构造带三岔子地区的火山岩主要分布在桥梓沟、偏桥沟、庄科、文家沟、田坝、小松树沟及金家河等地区。

根据 TAS 图解（图 5-23），采用去水后化学成分进行投影，分类结果表明本区火山岩主要为亚碱性系列，包括：

1）玄武岩、玄武安山岩：岩石为灰绿—绿灰色，块状构造，常发育片理构造，并可见两组片（面）理的置换现象，岩石分无斑和有斑两种类型。无斑岩石具间粒—间片结构、粗玄结构，主要矿物为斜长石（35%～40%）、绿泥石 、绿帘石及角闪石（45%～55%）；其次为方解石、磁铁矿等（1%～5%）。斑状岩石常为单斑结构，偶见聚斑结构，斑晶矿物主要为斜长石。基质为霏细结构、粗玄结构，主要由斜长石（35%～40%）、绿泥石、绿帘石（55%～60%）组成，副矿物为磁铁矿、磷灰石及少量石英（1%～2%）组成。

2）安山岩：岩石为灰绿色、片理发育，块状构造。具斑状结构，斑晶矿物为斜长石，及普通辉石（1%～5%）。有时可见斜长石 σ 旋转碎斑系，表明岩石曾遭受较强的剪切变形，基质为微晶不等粒结构或交织结构。由绿泥石、绿帘石（40%～50%）、斜长石等（40%～50%）组成，以及少量的石英、磁铁矿、方解石（1%～5%）。

3）英安岩：灰绿色，块状构造，斑状结构，基质为霏细结构，他形粒状结构。斑晶矿物为斜长石和石英（1%～3%），基质由斜长石 、石英、钾长石以及绢云母、方解石和少量绿泥石组成。

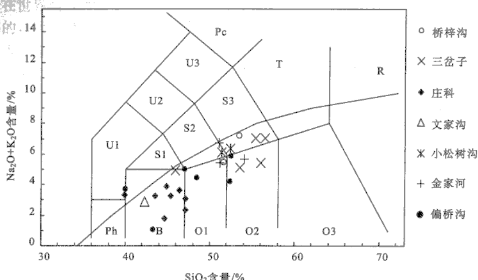


图 5-23　三岔子地区火山岩类 TAS 图解

Fig. 5-23　The TAS diagram of the volcanic rocks in Sanchazi area

Pc. 苦橄玄武岩；B. 玄武岩；O1. 玄武安山岩；O2. 安山岩；O3. 英安岩；S1. 粗面玄武岩；S2. 玄武粗安岩；S3. 安粗岩；U1. 碱玄岩；U2. 响岩质碱玄岩；U3. 碱玄质响岩；Ph. 响岩；T. 粗面岩；R. 流纹岩

二、庄科—文家沟—鞍子山洋脊型变质玄武岩的地质地球化学特征

庄科—文家沟洋脊玄武岩分布在庄科—文家沟南一带，呈长约 5km、宽约 300～700m、北西西—南东东方向展布的构造岩块，向西延伸至三岔子岛弧火山岩的北侧文家沟，向东延伸至庄科村南侧。该岩块北与泥盆系泥质岩、碎屑岩和泥质碳酸岩接触，界面为一北倾的逆冲推覆构造带，南侧为顺层分布的碳质、碳泥质、碳硅质强剪切基质。该区岩石组合比较单一，为一套低绿片岩相变质拉斑玄武岩，野外及镜下未见与其共生的辉长岩类，其东端与黑沟峡双峰式变质火山岩岩块相邻，由剪切构造片理带分隔，分别属于两个不同的岩片和岩石构造组合类型。

鞍子山一带见有角闪岩相变质基性火山岩，为一套斜长角闪岩，它们主要环绕鞍子山超基性岩体分布或呈团块状出露于超基性岩体之中，与变质的沉积岩系为断层接触。未见与后者呈互层出现，它们应为一套正变质的镁铁质岩石。在蛇绿杂岩块的东南部，斜长角闪岩的出露规模较大，并可见两种类型：靠近蛇纹石化变质橄榄岩块的是中粗粒的斜长角闪岩，分布较广泛；接近围岩的是细粒的斜长角闪岩，这些岩石的变质矿物组合相似，由普通角闪石＋斜长石＋黑云母＋绿泥石＋绿帘石等组成，目前未发现原岩的变质残余矿物。此外，也可见少量的榴

闪岩和石榴斜长角闪岩等岩类。

1. 主量元素地球化学特征

庄科—文家沟—鞍子山洋脊型火山岩化学成分列于表 5-7 中。在玄武岩受绿片岩相到角闪岩相的变质过程中，岩石的成分和体积都要发生调整。主要活动性组分如 K、Na、Ca、Mg、LILE、部分 HREE 等元素不能反映这些岩石的原岩性质；而主要非活动性组分 Al、Ti、Zr、V、HREE 等元素则可以反映蚀变和变质岩石的某些原岩性质。在 SiO_2-(K_2O+Na_2O)（图 5-24a）、SiO_2-Nb/Y（图 5-24b）、$Zr/TiO_2\times0.0001$-SiO_2（图 5-24c）和 $Zr/TiO_2\times0.0001$-Nb/Y（图 5-24d）图解上，区段内的洋中脊玄武岩无一例外地落入亚碱性玄武岩区域。

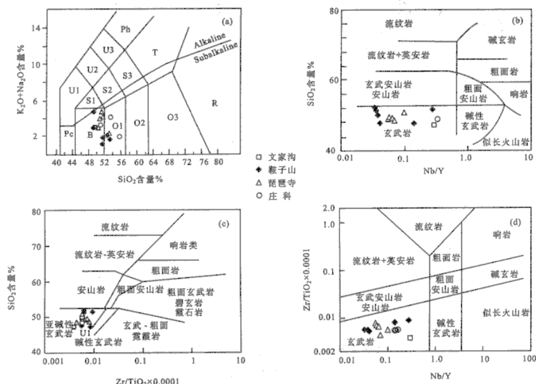


图 5-24　洋中脊火山岩类 SiO_2-(K_2O+Na_2O)（a）、SiO_2-Nb/Y（b）、SiO_2-Zr/TiO_2（c）及 Zr/TiO_2-Nb/Y 图解

Fig. 5-24　The TAS SiO_2-(K_2O+Na_2O) (a)、SiO_2-Nb/Y (b)、SiO_2-Zr/TiO_2 (c) and Zr/TiO_2-Nb/Y diagrams of the MORB

Alkaline. 碱性系列；Subalkaline. 亚碱性系列；Pc. 苦橄玄武岩；B. 玄武岩；O1. 玄武安山岩；O2. 安山岩；O3. 英安岩；S1. 粗面玄武岩；S2. 玄武粗安岩；S3. 安粗岩；U1. 碱玄岩；U2. 响岩质碱玄岩；U3. 碱玄质响岩；Ph. 响岩；T. 粗面岩；R. 流纹岩

洋脊型火山岩类是海底火山作用的产物，受到海水蚀变，并经历了大致相当于绿片岩相的区域变质作用。海水-岩石（玄武岩）反应实验证明，蚀变过程中 CaO 明显带出，而 Na_2O 带入，并伴有 K、Si、Fe、Mg 等组分的较低程度变化。Hamilton（1995）认为海水蚀变作用（细碧岩化）可以导致岩石 Na_2O 升高、CaO 降低，同时使 H_2O、CO_2 含量增高。在 Na_2O-SiO_2 图解及 CaO-SiO_2 图解上（图 5-25a，图 5-25b），本区变质火山岩投影点基本在正常火山岩区内，可见本区火山岩受细碧岩化作用的程度相对较低。

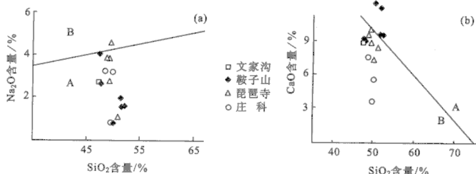


图 5-25 火山岩 Na_2O-SiO_2（a）及 CaO-SiO_2（b）图解

Fig. 5-25 Na_2O-SiO_2 (a) and CaO-SiO_2 (b) diagrams of the MORB

A. 正常火山岩；B. 细碧角斑岩

化学成分分析结果表明，勉略缝合带勉县—略洋段洋脊型火山岩主量元素有以下特点：

1）高 TiO_2、低 K_2O 含量。TiO_2 含量介于 0.92%～1.86%之间，平均为 1.33%，与现代大洋洋脊拉斑玄武岩 TiO_2 含量及变化范围十分类似（表 5-7）；K_2O 低，但变化范围较宽（0.04%～1.22%），平均值为 0.40%，与现代大洋洋脊拉斑玄武岩 K_2O 含量及变化范围最为接近。

表 5-7 现代太平洋与大西洋洋脊拉斑玄武岩类型及平均成分（%）

（引自 Dmitriev et al.，1989）

Table 5-7 Category of TOR of the Pacific and the Atlantic Oceans and the average bulk composition (%)

类型	样品数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Mgw100
TOR1	1602	50.81	1.1	15.52	9.53	8.26	12.45	2.19	0.11	60.7
TOR2	1982	50.75	1.61	15.54	10.09	7.57	11.4	2.87	0.13	57.2
TOR-Fe	1200	51.13	1.69	14.19	12.12	6.87	11.44	2.38	0.13	50.2
TOR-FeTi	141	50.63	3.28	12.15	16.79	4.74	9.59	2.64	0.18	33.6
TOR-Na	351	51.58	1.77	15.9	9.58	6.78	10.69	3.38	0.26	55.8
TOR-K	504	51.11	2.1	15.71	10.26	6.4	10.57	3.11	0.69	52.5

2) SiO_2 含量低（47.5%～52.2%），平均为 49.5%；Al_2O_3 含量高，且较为稳定，大多在 12.0%～16.3%之间，平均值为 13.7%。

3) Fe、Mg 含量高，且 FeO 明显高于 Fe_2O_3，反映了一种还原条件很好的海底喷发环境。

4) 与现代大洋洋脊拉斑玄武岩比较，大多数 CaO 明显偏低（3.63%～10.0%）；Na_2O 除少数样品外，其余明显偏高（2.62%～4.56%），这与岩石所经受的绿片岩相变质作用有关。

在 ATK 图解上（图 5-26a），投影点范围大部分位于现代大洋洋脊玄武岩的平均值范围内。里特曼指数图解（图 5-26b）上，投影点大多集中于 1～3 之间，具有共同的富硅趋势，反映了勉略洋脊型火山岩具有类似的岩浆来源和延续的演化趋势。

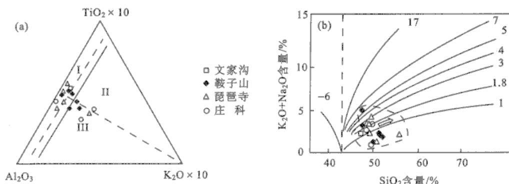


图 5-26 火山岩 ATK（a）及里特曼指数（b）图解

Fig. 5-26 The ATK (a) and Rittmann (b) diagrams of the MORB

I. 洋脊玄武岩；II. 大陆裂谷玄武岩；III. 造山带玄武岩及安山岩

2. 稀土元素地球化学特征

洋中脊火山岩稀土元素分析结果列于表 5-8 中。本区洋脊型火山岩稀土总量较低，并且变化范围较大，介于 $(22.9 \sim 54.9) \times 10^{-6}$ 之间，平均为 36.6×10^{-6}，是球粒陨石的 10～14 倍；$(La/Yb)_N$ 介于 0.33～1.87 之间，平均为 0.71。$(La/Sm)_N$ 介于 0.36～1.37 之间，平均为 0.65；$(Ce/Yb)_N$ 介于 0.38～2.03 之间，平均为 0.81。δEu 介于 0.80～2.09 之间，平均为 1.06，表明岩石基本无铕异常。在球粒陨石标准化配分图上（图 5-27），显示为近似水平的分布模式，且轻稀土表现出亏损的特征，具 N-MORB 稀土元素地球化学特征，与世界洋脊型玄武岩稀土配分型式类似，表明它们来自亏损的软流圈地幔。

表 5-8 勉略缝合带庄科—文家沟—鞍子山地区洋脊型玄武岩的主(%)微量(10^{-6})元素分析结果

Table 5-8 Major (%) and trace element (10^{-6}) analyses of mid ocean ridge basalt from Zhuangke-Wenjiagou-Anzishan area

编号	LQ49	LQ50	LQ51	QS-95-7a	QS-95-9	QS-95-10	QS-95-11	QS-95-12	QS-95-13	M40	a7	a8	a52	a53	a181	a182
位置	庄科	庄科	庄科	庄科	庄科	庄科	庄科	庄科	庄科	文家沟	鞍子山	鞍子山	鞍子山	鞍子山	鞍子山	鞍子山
SiO_2	49.60	49.90	48.50	50.40	44.90	52.10	52.10	51.40	45.00	47.30	50.10	47.74	51.40	52.20	47.50	51.60
TiO_2	1.32	0.92	1.13	1.42	1.05	1.11	1.18	0.97	1.12	1.86	1.10	1.57	1.54	1.26	1.16	1.09
Al_2O_3	12.00	13.90	14.40	13.50	13.00	12.10	12.30	13.40	13.50	14.70	13.90	13.50	13.00	12.80	12.80	10.50
Fe_2O_3	3.50	4.81	6.15	4.95	3.93	7.12	6.27	5.04	1.74	3.89	5.43	4.19	4.05	3.32	1.04	6.35
FeO	10.10	7.19	6.90	6.45	6.15	5.39	5.94	5.66	9.63	11.25	6.94	9.58	8.94	9.07	13.70	11.80
MgO	7.00	6.91	8.36	5.85	6.64	5.42	5.68	5.08	6.65	4.69	6.28	8.18	6.66	7.73	5.90	4.34
CaO	3.63	5.55	7.53	7.77	11.20	10.13	8.89	8.96	7.49	8.84	12.40	9.16	9.63	9.57	9.20	12.00
Na_2O	0.83	3.19	3.22	3.27	2.95	2.16	2.98	3.28	3.90	2.72	0.80	2.62	1.95	1.60	4.02	1.55
K_2O	0.95	0.70	0.04	0.01	0.39	0.19	0.11	0.35	0.06	0.20	0.36	0.30	0.18	0.09	0.56	0.35
P_2O_5	0.15	0.14	0.15	0.04	0.13	0.09	0.10	0.08	0.07	0.12	0.05	0.08	0.12	0.10	0.40	0.37
MnO	0.15	0.15	0.18	0.14	0.19	0.18	0.17	0.13	0.17	0.21	0.21	0.23	0.20	0.27	0.17	0.21
H_2O	5.58	5.02	3.44	4.52	4.10	3.44	3.57	3.85	5.75	3.49	1.42	2.25	1.97	1.88	/	/
CO_2	3.39	1.45	0.05	2.39	5.59	1.16	0.72	1.85	4.63	1.23	0.82	0.43	0.06	0.01	0.39	1.35
Total	98.20	99.80	100.00	100.70	100.20	100.60	100.00	100.10	99.70	100.00	99.80	99.80	99.70	99.90	96.80	101.00
Cr	184	160	155	107	269	89.0	88.0	185	146	7.50	160	145	81.0	161	175	116
Co	43.0	44.0	55.0	/	/	/	/	/	/	48.0	45.0	63.0	50.0	54.0	38.0	18.9
Ni	69.0	65.0	80.0	/	/	/	/	/	/	26.0	61.0	81.0	49.0	89.0	48.3	35.9
Cu	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	27.4	34.6	83.4	276	/	/
Zn	54.8	8.62	9.36	/	/	/	/	/	/	8.26	114	152	147	116	/	/
Sc	44.4	43.7	52.2	/	/	/	/	/	/	51.1	45.0	58.0	54.0	58.0	48.9	45.1
Zn	54.8	8.62	9.36	/	/	/	/	/	/	8.26	114	152	147	116	/	/
As	1.62	0.83	0.88	/	/	/	/	/	/	3.00	/	/	/	/	/	/
Se	0.01	0.06	0.06	/	/	/	/	/	/	1.53	/	/	/	/	/	/
Mo	21.3	28.2	29.8	/	/	/	/	/	/	14.2	/	/	/	/	/	/
Sb	0.29	0.27	0.40	/	/	/	/	/	/	7.71	/	/	/	/	/	/
Cs	4.95	4.30	1.08	/	/	/	/	/	/	11.0	/		/	/	/	/
Hf	2.02	1.97	1.64	/	/	/	/	/	/	1.78	2.09	2.47	2.36	1.78	2.20	2.04

续表

编号	LQ49	LQ50	LQ51	QS-95-7a	QS-95-9	QS-95-10	QS-95-11	QS-95-12	QS-95-13	M40	a7	a8	a52	a53	a181	a182
位置	庄科	庄科	庄科	庄科	庄科	庄科	庄科	庄科	庄科	文家沟	鞍子山	鞍子山	鞍子山	鞍子山	鞍子山	鞍子山
Ta	3.65	0.10	0.11	/	/	/	/	/	/	0.28	0.09	0.08	0.10	0.08	/	/
W	3.28	1.93	2.06	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Au	0.01	0.01	0.01	/	/	/	/	/	/	0.59	/	0.07	0.07	0.07	/	1.05
Th	0.15	0.15	0.15	2.00	4.00	3.00	2.00	2.00	3.00	0.52	0.09	0.35	0.10	0.05	0.40	0.64
U	0.24	0.25	0.26	0.00	0.00	1.00	1.00	2.00	0.00	0.25	0.20	92.0	344	39.0	212	106
Ba	318	210	17.0	400	363	90.0	55.0	154	61.0	65.0	121	63.0	50.0	54.0	38.0	18.9
Nb	4.20	4.00	3.90	4.00	5.00	3.00	5.00	3.00	4.00	8.40	1.26	81.0	49.0	89.0	48.3	35.9
Ni	69.0	65.0	80.0	54.0	88.0	56.0	64.0	69.0	62.0	26.0	61.0	3.40	2.54	1.50	9.00	2.50
Rb	44.0	28.0	3.20	0.00	11.00	9.00	4.00	12.00	3.00	11.00	4.50	255	176	190	142	328
Sr	75.0	55.0	132	148	154	123	108	185	107	438	575	497	492	462	/	/
V	333	304	291	333	253	174	295	252	345	478	402	36.2	38.0	31.2	24.0	19.4
Y	29.0	25.0	28.0	30.0	22.9	27.7	28.9	20.2	24.3	29.0	33.2	86.7	91.9	77.8	98.7	102
Zr	75.0	54.0	64.0	73.0	55.0	54.0	57.0	49.0	50.0	72.0	65.5	0.35	0.10	0.05	0.40	0.64
La	1.89	1.23	1.59	2.42	1.84	1.71	1.69	1.68	1.48	5.20	2.29	1.73	1.89	2.64	4.83	7.58
Ce	4.63	4.46	5.42	7.85	5.87	5.78	6.00	5.07	4.87	13.1	13.7	5.44	5.89	7.09	17.2	21.2
Nd	3.98	5.42	6.87	8.59	5.71	6.42	6.86	5.46	5.25	10.2	6.37	7.13	7.05	7.97	10.8	12.1
Sm	2.27	2.23	2.63	3.06	2.13	2.44	2.58	2.06	2.17	3.51	2.49	3.07	3.06	3.01	2.78	3.58
Eu	1.32	0.78	0.96	1.10	0.73	0.85	0.94	0.76	0.77	1.47	1.06	1.26	1.14	1.06	1.10	1.10
Gd	5.32	3.65	3.89	4.60	2.98	3.48	3.78	2.90	3.12	4.73	3.99	4.87	5.08	4.42	/	/
Tb	0.99	0.72	0.88	0.77	0.55	0.64	0.69	0.52	0.59	0.78	0.71	0.87	0.90	0.77	0.59	0.53
Ho	1.59	1.06	1.45	1.11	0.82	0.98	1.03	0.75	0.89	1.10	1.12	1.26	1.32	1.11	/	0.85
Tm	0.62	0.43	0.63	0.51	0.39	0.47	0.50	0.32	0.44	0.49	0.49	0.55	0.59	0.50	/	/
Yb	3.41	2.59	3.48	3.07	2.38	2.99	3.11	2.05	2.90	3.13	3.30	3.66	3.90	3.42	2.91	2.90
Lu	0.46	0.35	0.42	0.47	0.37	0.45	0.48	0.31	0.40	0.45	0.48	0.53	0.57	0.50	0.44	0.45
ΣREE	26.48	22.92	28.22	33.55	23.77	26.21	27.66	21.88	22.88	44.16	36.00	30.37	31.39	32.49	40.65	50.29
Eu*	1.16	0.84	0.92	0.90	0.89	0.89	0.92	0.95	0.90	1.10	1.03	1.00	0.88	0.89	/	/
$(La/Yb)_N$	0.40	0.34	0.33	0.57	0.55	0.41	0.39	0.59	0.37	1.19	0.50	0.34	0.35	0.55	1.19	1.87
$(Ce/Yb)_N$	0.38	0.48	0.43	0.71	0.69	0.54	0.54	0.69	0.47	1.16	1.15	0.41	0.42	0.58	1.64	2.03

注：a7，a8，a52，a53，a181，a182 号样品数据引自许继锋等(2000)。

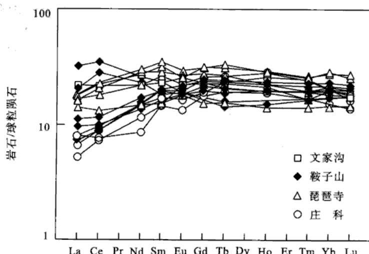


图 5-27 区内洋脊玄武岩稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 5-27 Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns of the MORB-type volcanics

通常认为，沿着正常洋中脊，假定上升的地幔橄榄岩经历了绝热压缩，程度不同但广泛的部分熔融以及实质上相当于地壳扩张的被动喷发，那么在正常洋中脊喷发的拉斑质玄武岩大多亏损 LREE，表明它们源于以前曾经熔出过熔体的地幔源区，即要求玄武岩源于亏损 LREE（具很高 Sm/Nd 值）的源区。这个性质还被认为反映了岩石中其他高度不相容元素的绝对丰度值应该很低（Kay, 1984；Schilling et al.，1983；Frey，1982；Kay and Hubbard，1978；Wood et al.，1979）。但事实上本区洋中脊拉斑玄武岩中 Cs、Rb、Ba 等大离子亲石元素丰度值并不低，通常高出正常地幔同类元素平均值 10 倍以上，这表明其源区可能是由于上地幔交代作用而富集了部分不相容元素。

Treuil 和 Joron（1975）在研究冰岛玄武岩和大西洋洋中脊玄武岩后经理论推导选择了 La/Sm 与 La 参数对，用以判断岩石成因属部分熔融或分离结晶。本区洋脊玄武岩在 La/Sm-La 图解上（图 5-28）均落在部分熔融的趋势线上，与大西洋洋中脊玄武岩趋势相同，说明岩石起源于上地幔平衡部分熔融。$(Ce/Yb)_N$ 比值和 $(Ce)_N$ 的双对数关系图（图 5-29）与 La/Sm-La 图解具有类似的形式。虽然封闭体系中的橄榄石、斜长石和单斜辉石分离结晶作用增加了不相容元素在液相中的绝对丰度，但它不能显著地分馏 REE。因此，在玄武岩范围内的低压分离作用中 Ce/Yb 值和 Ce/Sm 值基本保持不变，即图 5-29 中 A 矢量表示的趋势；图中 B 矢量反映了开放体系中的分离结晶作用。总之，斜长石、橄榄石和单斜辉石的低压分离作用不能显著地改变 Ce/Yb 值，图中为近于水平的直线趋势。

图 5-28　区内洋脊玄武岩 La/Sm-La 图解（据 Treuil and Joron，1975）

Fig. 5-28　La/Sm-La diagram for the MORB

图 5-29　火成岩 $(Ce/Yb)_N$-$(Ce)_N$ 对数图解（据 Henderson，1984）

Fig. 5-29　$(Ce/Yb)_N$-$(Ce)_N$ diagram for the MORB)

当部分熔融过程中残余相是石榴石时，将会使 LREE 与 HREE 发生分馏，在图中为 D 线所表示的趋势，本区洋脊玄武岩 $(Ce/Yb)_N$ 与 $(Ce)_N$ 在图中具有同步增长的趋势，总体表现为一左倾正斜率直线趋势，与部分熔融的趋势线相一致，并与世界典型 N-MORB 的投影区近于重叠，从而再次说明岩石成因于上地幔源区的平衡部分熔融作用。

3. 微量元素地球化学特征

区内洋中脊火山岩微量元素分析结果列于表 5-7 中。微量元素依据其性质不同在蚀变、变质作用过程中变化程度各不相同（Wood and Fraser，1976）。Rb、Sr、Ba、K 属易活动组分，而 Ti、Zr、Y、Nd、Ta、P 受热变质迁移作用影响较小。区内洋中脊火山岩微量元素地球化学特征如下：

1）通过图 5-30 可以看出，区内洋中脊拉斑玄武岩过渡族金属元素地幔标准化分配型式呈陡斜率的“W”形，Cr、Ni 负异常显著，Ti、V 呈富集状态，而 Fe、Mn 与地幔平均值接近，变化不大。其配分型式与带内辉长岩类较为接近。

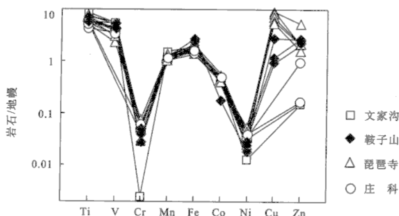


图 5-30 洋中脊火山岩过渡族金属元素地幔标准化配分型式

Fig. 5-30 Mantle-normalized transition element distribution patterns of the MORB

2）我们对区内不相容元素采用了 N-MORB 标准化及原始地幔标准化配分型式（图 5-31a，图 5-31b）来进行比较研究，从图中可以看出：①本区洋中脊拉斑玄武岩分配型式整体显示出平缓型特征，与世界洋脊型玄武岩配分型式类似；除 Cs、Sr、Rb、Ba 等活动性较强的大离子亲石元素变化较大，其他元素自左向右随元素不相容性的降低，高场强（HFSE）不分异为特点。曲线总体贴近于 N-MORB 参考线（=1）的特征，表明其源区性质和成因与 MORB 相当；②有异常的 P 峰和微弱的 Ti 谷，说明岩浆体系中不存在较强的磷灰石结晶分离，而存在着较弱的钛铁氧化物分离结晶现象；③Cs、Sr、Rb、Ba 等大离子亲石元素丰度值并不低，通常高出正常 MORB 和地幔同类元素平均值 10 倍以上，这表

明其源区可能是由于上地幔交代作用而富集了部分不相容元素；④鞍子山地区斜长角闪岩表现出 Nb、Ta 的微弱负异常，这种微量元素分布模式与三江地区双沟蛇绿岩的 LREE 亏损型岩石（张旗等，1996，1999）相似，表现出一点弧火山岩石组成特征的迹象，暗示它们可能不是在一个大洋洋中脊环境形成的，极有可能产出在一个弧后盆地的扩张洋脊环境。

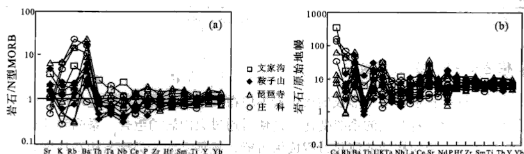


图 5-31　洋中脊火山岩不相容元素 N-MORB（a）及原始地幔（b）标准化配分型式

Fig. 5-31　N-MORB normalized (a) and primitive mantle nomalized (b) incompatible element distribution patterns of the MORB

3）本区洋中脊拉斑玄武岩 Nb/La 值均变化大，在 0.48～3.25 之间变化，平均为 1.10；Hf/Th 值除文家沟和鞍子山样品外，基本均大于 10，在 10～35.3 之间；Zr/Y 值十分稳定，在 2.5 左右；Th/Ta 值近似等于 1，而 La/Ta 值除 LQ49 外，均＞13；Ti/V 稳定，平均为 22.3；Th/Yb 值（0.04～0.36）、Ta/Yb值大体处在 MORB 或 DM 的范畴之内。上述微量元素特征表明，本区洋脊拉斑玄武岩 Ti/V 值、Th/Ta 值、Th/Yb 值、Ta/Yb 值等与来自亏损的软流圈地幔的 MORB 十分类似（Pearce，1983）（表 5-9）。

表 5-9　洋脊拉斑玄武岩微量元素比值特征

Table 5-9　Rations of trace element for the MORB

编号	位置	Nb/La	Hf/Th	Zr/Y	Th/Ta	La/Ta	Ti/V	La/Yb	Th/Yb	Ta/Yb	Zr/Nb	Zr/Nd
LQ49	庄科	2.22	13.5	2.59	0.04	0.52	23.8	0.55	0.04	1.07	17.9	18.8
LQ50	庄科	3.25	13.1	2.16	1.5	12.3	18.1	0.47	0.06	0.04	13.5	9.96
LQ51	庄科	2.45	10.9	2.29	1.36	14.5	23.3	0.46	0.04	0.03	16.4	9.32
M40	文家沟	1.62	3.42	2.48	1.86	18.6	23.3	1.66	0.17	0.09	8.57	7.06
7	鞍子山	0.55	23.2	1.97	1	25.4	16.4	0.69	0.03	0.03	52	10.3
8	鞍子山	0.86	35.3	2.4	0.88	21.6	19	0.47	0.02	0.02	58.2	12.2
52	鞍子山	0.71	33.7	2.42	0.7	18.9	18.8	0.48	0.02	0.03	68.1	13
53	鞍子山	0.39	25.4	2.49	0.88	33	16.4	0.77	0.02	0.02	74.8	9.76
181	鞍子山	0.7	/	4.11	/	/	/	1.66	/	/	29	9.14
182	鞍子山	0.71	1.94	5.26	/	/	/	2.61	0.36	/	18.9	8.43

续表

编号	位置	Nb/La	Hf/Th	Zr/Y	Th/Ta	La/Ta	Ti/V	La/Yb	Th/Yb	Ta/Yb	Zr/Nb	Zr/Nd
原始地幔		0.87	3.65	2.26	2.23	16.5	20.9	1.39	0.17	0.08	17.7	8.53
球粒陨石		1.04	3.67	2.46	2.07	16.9	7.66	0.17	0.19	0.17	15.7	8.29

注：表中原始地幔和球粒陨石数据据 Sun and Mcdonough (1989)。

4. 构造背景的地球化学检验

在不同的构造环境中形成的火山岩不但在其组合和演化系列上不同，而且还反映在地球化学特征上的系统变化，这使得通过火山岩的组合、系列和地球化学研究来揭示古板块构造的演化过程成为可能。根据玄武岩类型与构造环境之间的关系，可以将玄武岩划分为 3 种主要类型：①在扩张板块边缘海底喷发的洋中脊玄武岩（MORB）；②在汇聚板块边缘喷发的火山弧玄武岩（VAB）；③远离板块边缘喷发的板内玄武岩（WPB）。

对玄武岩使用较多的为 pearce 的 Ti-Zr-Y 图解、Meschede 的 Zr-Nb-Y 图解、Wood 的 Hf-Th-Ta 图解以及在国内比较常用的李曙光图解。我们拟通过以下图解来对火山岩进行构造背景的判别。

（1）Cr-Y 和 Ti/Y-Nb/Y 图解

当岛弧岩浆分离结晶程度一定时，岛弧拉斑玄武岩中 Y 的含量较低，由于 Cr 是相容元素，故玄武岩中 Cr 的含量灵敏地反映了岩浆的分离结晶程度，因此 Cr-Y 图解可以将岛弧型火山岩与 MORB 及 WPB 分开。从图 5-32a 中可以清楚地看出，区内火山岩均投入 MORB 和 WPB 区内，并且主要集中于 MORB 区内。Ti/Y-Nb/Y 图解（图 5-32b）可以成功地将板内玄武岩与 MORB 和火山

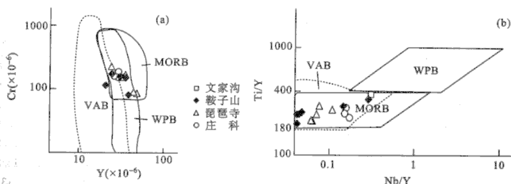


图 5-32 火山岩 Cr-Y (a) 和 Ti/Y-Nb/Y (b) 判别图解 (Pearce, 1982)

Fig. 5-32 The Cr-Y (a) and Ti/Y-Nb/Y (b) diagrams of the volcanic rock

MORB-洋中脊玄武岩；VAB-火山弧玄武岩；WPB-板内玄武岩

弧玄武岩分开。因此两图联合判别，可以清楚地将火山弧、MORB 及 WPB 型火山岩区分开来。通过两图的分析，可以初步推测出，本区火山岩的大地构造背景为 MORB。

（2）Ti-Zr-Y、Nb-Zr-Y 及 Hf-Th-Ta 三角图解

Pearce 和 Cann（1973）提出的 Ti-Zr-Y 图解可以有效地区分板内玄武岩与岛弧和洋中脊玄武岩。在图 5-33a 中，本区大洋拉斑玄武岩位于岛弧与 MORB 重叠区，符合洋脊玄武岩的地球化学特征。Meschede（1986）提出不活动元素 Nb 可被用来区分不同类型的洋底玄武岩和已识别的两种 MORB：一种是 N-MORB，即来自一个正常的洋中脊环境，并亏损不相容微量元素；另一种为 P-MORB，来自受地幔柱影响的洋底玄武岩（如冰岛），一般富集不相容微量元素。在 Zr-Nb-Y 三角图解中（图 5-33b），本区火山岩基本落入 N-MORB 区内，仅有文家沟玄武岩落入了 P-MORB 区内，以及鞍子山的样品 182 落入了 WPT 与 VAB 的重叠区。Hf-Th-Ta 三角图解是 Wood 根据不活泼元素 Hf、Th、Ta 提出的判别图解。其特点如下：①可以判别不同类型的 MORB；②能够适应于中、酸性熔岩及玄武岩；③尤其是识别火山弧玄武岩的效果特别好。在图 5-33c 中，大多数样品仍然落入 N-MORB 区内，文家沟样品依旧位于 P-MORB 区，所得结论与其他判别图解基本一致。

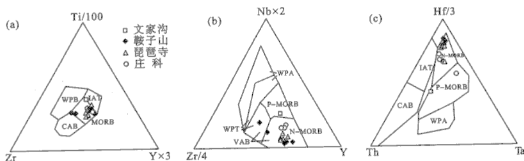


图 5-33 火山岩 Ti-Zr-Y（a）、Nb-Zr-Y（b）及 Hf-Th-Ta（c）判别图解

Fig. 5-33 The Ti-Zr-Y (a)、Nb-Zr-Y (b) and Hf-Th-Ta (c) diagrams of the volcanic rock

WPB. 板内玄武岩；WPA. 板内碱性玄武岩；WPT. 板内拉斑玄武岩；P-MORB. P 型洋中脊玄武岩；N-MORB. N 型洋中脊玄武岩；VAB. 火山弧玄武岩；IAT. 岛弧拉斑玄武岩；MORB. 洋中脊玄武岩；CAB. 钙碱性玄武岩

（3）Ti-Cr 和 Ti/Cr-Ni 图解

两幅图解特征相似，均用于区分岛弧拉斑玄武岩和大洋底玄武岩，在图 5-34 中，所有样品均进入 MORB 区。值得注意的是，所有样品投影点均比较靠近 MORB 和 IAT 的分界线，说明两种组合的火山岩系列既存在明显的地球化学区别，同时又具有一定的相似性。通常，初始岛弧拉斑玄武岩与 MORB 在地球化学特征上存在很大的相似性。

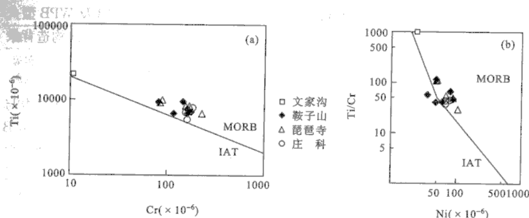


图 5-34 火山岩 Ti-Cr 和 Ti/Cr-Ni 判别图解

Fig. 5-34 The Ti-Cr and Ti/Cr-Ni diagrams of the volcanic rock

MORB-洋中脊玄武岩；IAT-岛弧拉斑玄武岩

（4）Th/Yb-Ta/Yb 和 Ti/Zr-Ti/Y 图解

Ta/Yb 主要与地幔部分熔融及幔源性质有关，Th 是不相容元素，它不像 K、Ba、Rb、Sr 等大离子亲石元素一样容易受到蚀变和变质作用影响，对于鉴别火山岩源区特征有重要意义。从 Th/Yb-Ta/Yb 图（图 5-35a）中可以看出，区内所有样品均位于亏损地幔源区。Zr 和 Y 是蚀变及变质过程中十分稳定的不活动痕量元素，而火山岩中 Ti 丰度与火山岩源区物质组成及火山岩的形成环境有密切关系。根据 Ti/Zr 值、Ti/Y 值特征及 Ti/Zr、Ti/Y 图解（图 5-35b）可以看出，区内火山岩大多数样品投影点均位于 MORB 型源区附近，仅有部分数据靠近大陆溢流玄武岩区，与之前所获得的结论完全一致，即本区火山岩为来自亏损地幔的大洋中脊拉斑玄武岩。

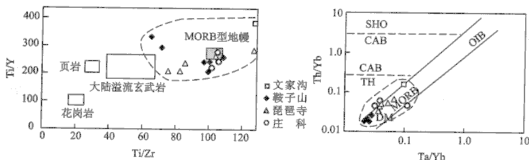


图 5-35 火山岩 Th/Yb-Ta/Yb（a）和 Ti/Zr-Ti/Y（b）判别图解

Fig. 5-35 The Th/Yb-Ta/Yb (a) and Ti/Zr-Ti/Y (b) diagrams of the volcanic rock

SHO. 钾玄岩系列；CAB. 钙碱性系列；TH. 拉斑系列；DM. 亏损地幔；MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩

(5) Nb-Th-La 判别图

李曙光（1993）以不相容元素 Nb、Th 和 La 作图，为 Nb-Th/Nb、La-Nb/La 图解（图 5-36），Th、Nb、La 都是非常不相容元素，它们分配系数相近。因此它们的比值尤其是 Th、La 与 Nb（Nb 分配系数居中）的比值在部分熔融和分离结晶过程中基本保持不变，从而可有效地指示源区特征（Sun and Mc Donough，1989）。因为 Nb、Ba、La、Th 在海水蚀变及变质过程中是稳定或比较稳定的元素，所以利用该图解主要可以区分三种大地构造环境，即岛弧、洋岛和 MORB。其缺点是不能够很好鉴别 MORB 和弧后海盆产生的弧火山岩。因为，如果在弧后产生，其特征又具有岛弧的特征，所以一般投影点会落在岛弧和 MORB 的重叠区域。因此，同样需要和其他判别图一起做出联合的图解解释，才能够更好地区分构造环境。图解清晰地表明了之前结论的正确性，即本区火山岩为 MORB 性质。

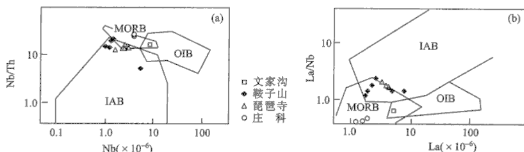


图 5-36 Nb-Th-La 判别图解（据李曙光，1993）

Fig. 5-36 The Nb-Th-La diagrams of the volcanic rock

MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；IAB. 岛弧玄武岩

(6) 微量元素组合特征（蛛网图）

微量元素组合特征可以较为有效地区分不同构造背景下形成的火山岩。本区火山岩 N-MORB 标准化及原始地幔标准化配分型式图（图 5-31a，图 5-31b）表明，除 Cs、Sr、Rb、Ba 等活动性较强的大离子亲石元素变化较大，其余元素均具有平坦的分布型式，无明显亏损或富集现象，与拉斑质 MORB 完全一致，也表现出了本区火山岩为大洋拉斑玄武岩的特征，应来源于一个亏损的地幔源。微量元素依其性质不同在蚀变、变质过程中变化程度各不相同（Wood and Fraser，1976）。Rb、Sr、Ba、K 属易活动组分，而 Ti、Zr、Y、Nd、Ta、P 受热变质迁移作用影响较小。本区大洋拉斑玄武岩中这些元素的富集可能与两方面因素有关：①本区超基性岩具有富集 K、Rb、Ba 等大离子亲石元素的特征，在一定程度上反映了本区地幔中存在的交代作用以及上地幔的不均一性特征。因此，玄武岩中 K、Rb、Ba 的富集可以理解为对源区物质组成及上地幔交代作用的继承与再现；②由于本区火山岩均遭受了低级变质作用及细碧岩化作用，在这两种地质

作用中碱质及其相关元素均是易活动组分，从而有可能影响本区火山岩中该组元素的丰度值。

三、三岔子地区埃达克质高镁安山岩

主要产于三岔子岛弧岩浆杂岩中，为一套强变形闪长岩和辉（闪）长岩。Xu 等（2000）对该套火山岩进行了详细研究，提出该套岩石具有埃达克岩的地球化学特征，岩石的 SiO_2＝50.82%～61.23%，属于玄武岩和安山岩的 SiO_2 范畴；Al_2O_3＝12.35%～17.37%，铝饱和指数 A/CNK＝0.58～1.12，表明岩石属于准铝质系列；TiO_2＝0.51%～1.07%，Na_2O＝2.93%～6.15%，K_2O＝0.15%～3.15%，Na_2O/K_2O＝0.93%～41%，表明该套岩石为一套极度富钠的岩石，这明显不同于中国东部中生代富钾的 C 型埃达克岩。岩石的 $Mg^\#$ 介于 34.24～68.18，其中有 3 个样品的 $Mg^\#$ 低于 45，其他样品的高 $Mg^\#$ 特征均表明岩石源区有明显的地幔物质的加入。

岩石富集大离子亲石元素（LILE）Rb、Sr、Ba、K 等和轻稀土（LREE），亏损高场强元素（HFSE）Nb、Ta、P 等，以及重稀土（HREE）和 Y（图 5-37，图 5-38）；在 $(La/Yb)_N$-Yb_N 图解上，所有样品落于岛弧火山岩和埃达克岩的过渡区域。岩石的稀土含量中等偏低，$\sum$REE＝(125.62～181.62)×10^{-6}（平均为 173×10^{-6}），轻重稀土高度分异，$(La/Yb)_N$＝22.18～29.51，Yb＝0.74～1.20×10^{-6}；稀土配分模式图上重稀土（HREE）相对平坦，没有明显的铕异常，δEu＝0.84～0.89。这些地球化学特征与埃达克岩的地球化学特征相一致，尽管其 Sr/Y＝27.7，La/Yb＝13.3，稍低于典型埃达克岩，但是其轻重稀土的分异程度大大高于该区其他安山岩（La/Yb<7.37）（李曙光等，2003）。

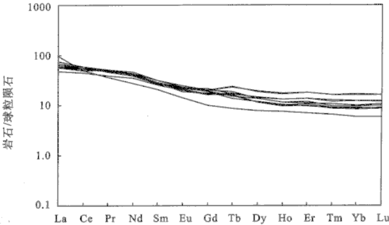


图 5-37　三岔子埃达克质安山岩稀土元素球粒陨石标准化配分图解

Fig. 5-37　Chondrite normalized rare earth element distribution patterns

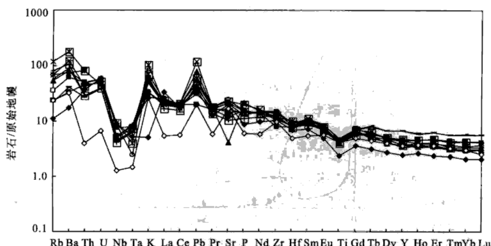


图 5-38 三岔子埃达克质安山岩原始地幔标准化微量元素配分图解

Fig. 5-38 Primitive mantle normalized trace element distribution patterns

目前研究认为，埃达克岩是玄武质岩石达到榴辉岩相或含石榴石麻粒岩相发生部分熔融作用的产物（Martin et al.，2005；Martin，1999；Condie，2005；Rapp et al.，1999；Garrison and Davidson，2003；Prouteau et al.，2001）。但是，目前对于这类岩石的成因还存在许多争论，主要的成因模式包括：①俯冲洋壳的部分熔融（Defant and Drummond，1990；Peacock et al.，1994；Drummond and Defant，1990；Sajona et al.，1993；Gutscher et al.，1999；Beate et al.，2001）；②受底侵的玄武质下地壳的部分熔融（Atherton and Petford，1993；Muir et al.，1995；Barnes et al.，1996；Petford and Atherton，1996）；③拆沉下地壳（Xu et al.，2002）或增厚下地壳（Chung et al.，2003；Hou et al.，2004；Wang et al.，2005）的部分熔融。实验岩石学研究表明，玄武质岩石只有在压力达到～1.5GPa（相当于地壳厚度大于 45km）、达到榴辉岩相发生部分熔融作用，才能产生埃达克质岩浆（Sen and Dunnt，1995；Rapp and Watson，1995）。

综上所述，三岔子地区的安山岩表现出部分埃达克岩的地球化学特征，主要表现为富集 LILE 和 LREE，负铕异常不明显，亏损 HREE 和 Y，REE 强烈分异（图 5-39）。Sr 在石榴石、角闪石和单斜辉石中分配系数很小（分别为 0.015、0.058 和 0.2），而在斜长石中很大。因此，岩石的 Sr 正异常和高 Sr/Y 比值，表明岩浆形成源区在岩浆形成过程中，斜长石已发生熔融，残留相不存在或很少有斜长石。由于典型的 MORB 的 $Mg^{\#}$ 约为 60，因此由其部分熔融产生熔体的 $Mg^{\#}$ 应远低于 60（肖龙等，2004）。Rapp 等（2002）的研究表明，玄武岩部分熔融产生熔体的 $Mg^{\#}<45$，因此三岔子安山岩的高 $Mg^{\#}$ 可认为是地幔橄榄岩混染的标志（Rapp et al.，1999）。

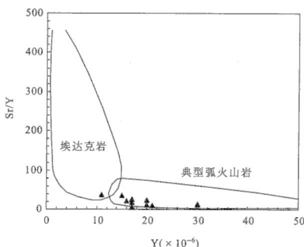


图 5-39 三岔子埃达克质安山岩的 Sr/Y-Y 图解（据 Xu et al.，2000）

Fig. 5-39 Sr/Y-Y diagram for the adakitic and high-Mg andesites from the Sanchazi area

三岔子埃达克质高 Mg 安山岩的地球化学特征表明，俯冲洋壳部分熔融产生的熔体在经过地幔时，与地幔橄榄岩发生了相互作用，它们较本区其他岛弧型岩浆岩高的 Cr［（250～303）$\times10^{-6}$］和 Ni［（94～110）$\times10^{-6}$］含量支持这一解释。Defant 和 Drummond（1990）指出，只有年轻的（<25Ma）的、因而较热的洋壳俯冲时才能在脱水作用发生之前发生部分熔融产生埃达克质熔体，三岔子岛弧岩浆杂岩中高 Mg 埃达克岩的存在，表明当时勉略带的俯冲洋壳是较年轻和较热的洋壳。

四、三岔子西部的岛弧岩浆杂岩

三岔子西部的岩浆杂岩主要由强烈变形的玄武岩和安山质熔岩、辉（闪）长岩、超基性岩（蛇纹岩、滑石片岩组成）及玄武或安山质岩墙和少量斜长花岗岩组成，这些岩片并不是按照典型蛇绿岩套剖面的顺序排序，超镁铁质岩经常以构造关系直接与安山质火山熔岩接触，接触带强烈面理化，安山质熔岩和辉（闪）长岩也有类似的构造接触关系，在金家河剖面上还可以见到细粒安山质岩墙侵入到变形的辉（闪）长岩中。该处斜长花岗岩（偏桥沟）及部分辉（闪）长岩（如田坝）就位于千枚岩中，外接触带的强烈面理化和千枚岩中未见热烘烤现象，表明它们为构造侵位。由于大量安山质熔岩和安山质岩墙的出现，上述岩石组合及相互关系表明这套岩石更有可能是一套被构造强烈挤压混杂的古岩浆弧残片（李曙光等，2003）。

五、黑沟峡双峰式火山岩

黑沟峡地区出露的主要岩石类型包括大理岩、千枚岩夹大理岩、基性火山岩（绿泥石片岩和深色绿泥钠长片岩），岩石的基性程度向上降低变为条带状绿泥钠长片岩，并夹有少量薄层酸性浅色绿泥钠长片岩。李曙光等（1996）的研究结果表明，该火山岩系主要由玄武岩及少量英安岩、流纹岩组成，缺少中性岩石，表现出双峰式火山岩特征，说明它们形成于大陆裂谷环境。然而，该火山岩系与一般陆内裂谷双峰式火山岩不同，该区火山岩的钾含量很低，与低钾的洋中脊玄武岩或低钾岛弧拉斑玄武岩类似。其中，玄武质岩石均属拉斑系列，仅酸性岩属钙碱系列。痕量元素的 N-MORB 标准化图解见图 5-40。总体而言，本区玄武岩痕量元素有如下特征：①Nb 与 La 含量大致相等，Nb 未显示出负异常，Ba 也未显示出正异常，这与岛弧火山岩不同；②具有高 Th、Pb 异常和低 Rb、K 异常，后者排除了该玄武岩浆受陆壳混染的可能性，因此，高 Th 和 Pb 很可能反映了源区特征；考虑到 Rb 和 K 在变质过程中的活动性，应用 Ti/Zr-Ti/Y 图，同样可以证明该玄武岩来自 MORB 型地幔源并较少受陆壳混染影响，而酸性岩则源于具有陆壳特征的源区（图 5-41a）；③除了 Th 和 Pb 外，其他痕量元素大致与 N-MORB 类似，而普遍低于 OIB，具有扁平的 REE 模型（图 5-42）。应用李曙光（1993）提出的 Ba-Nb-La 判别图，该玄武岩均落在 MORB 区（图 5-41b，图 5-41c）。综合上述特征，该玄武岩应属于 MORB 型，不是 OIB 和岛弧型，说明该裂谷已拉张成洋盆，洋壳已开始形成。然而，该玄武岩与典型 N-MORB 不同之处是 Th 和 Pb 高，该特征又与一些大陆溢流玄武岩类似，这恰好反映了该玄武岩是由初始大陆裂谷向成熟洋盆转化阶段的产物。

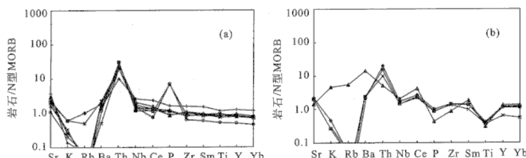


图 5-40 黑沟峡变质火山岩痕量元素 N-MORB 标准化图解

Fig. 5-40 N-MORB normalized trace element distribution patterns for the volcanic rock

(a) 玄武岩；(b) 英安岩和流纹岩

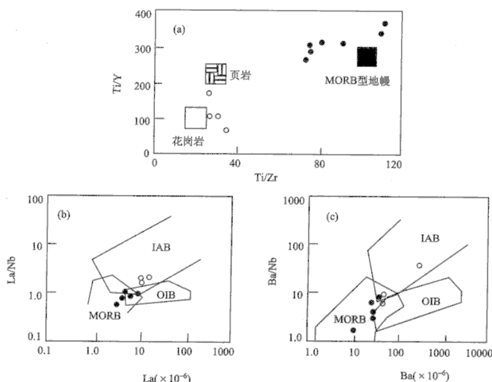


图 5-41　Ti/Zr-Ti/Y 图（a）和 La/Nb-La（b）及 Ba/Nb-Ba（c）判别图（据李曙光等，1996）

Fig. 5-41　The Ti/Zr-Ti/Y (a), La/Nb-La (b) and Ba/Nb-Ba (c) diagrams

MORB. 洋中脊玄武岩；IAB. 岛弧玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；●. 玄武岩；○. 英安岩和流纹岩

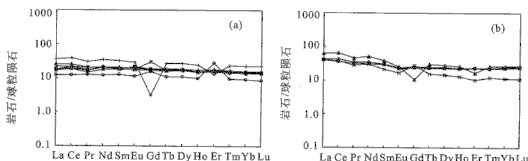


图 5-42　黑沟峡变质火山岩稀土元素球粒陨石标准化图（据李曙光等，1996）

Fig. 5-42　The chondrite-normalized rare earth element distribution patterns

（a）玄武岩；（b）英安岩和流纹岩

六、鞍子山角闪岩相变质基性火山岩

新近研究表明（赖绍聪，1997；许继峰等，2000），在鞍子山一带除分布有

均质辉长岩和堆晶辉长岩（出露于关帝坪）以及超基性岩块外，还在该区见有角闪岩相变质基性火山岩，它们主要环绕鞍子山超基性岩体分布或呈团块状出露在超基性岩体之中，这些斜长角闪岩多呈块状外貌，与变质的沉积岩系为断层接触，未见其与后者呈互层出现，根据其化学成分进行原岩恢复，显示它们为一套正变质的镁铁质岩石。岩石的 TiO_2 含量在 1.09%～1.57%之间，与 MORB 岩石相当；MgO 含量为 4.34%～8.18%，低于 MORB 的平均值，它们均为亚碱性拉斑系列火山岩。稀土配分可分为两种类型，即 LREE 亏损型和 REE 平坦型（图 5-43a）。亏损型岩石 $(La/Yb)_N=0.22\sim0.44$，表现出 N-MORB 的典型特征。它们的痕量元素配分型式（图 5-43b）与现代 N-MORB 岩石十分相似。总

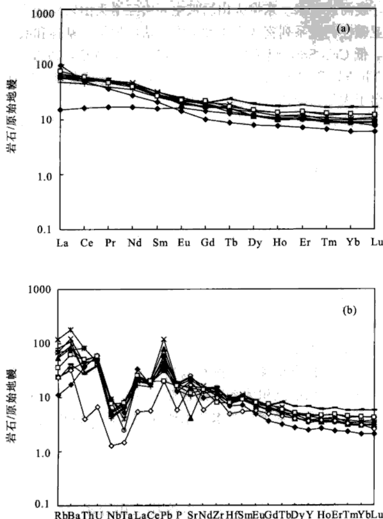


图 5-43　鞍子山蛇绿杂岩的稀土和微量元素曲线（据许继峰等，2000）

Fig. 5-43　Trace and rare earth element distributions

（a）球粒陨石标准化的稀土元素模式；（b）原始地幔标准化的微量元素图

的看来，鞍子山角闪岩相变质基性玄武岩与典型蛇绿岩的镁铁质岩石地球化学特征完全相同，应源于一个类似于亏损洋幔的源区，这表明它们应为勉略蛇绿岩的组成部分。

七、褒河—西水—东柳地区岛弧火山岩

1. 区域地质概况

褒河—西水—东柳火山岩带位于秦岭微板块与扬子板块的分界断裂内，属于略阳—勉县—鞍子山—西水蛇绿构造混杂带的东段，其东延与两河及巴山弧岛弧岩浆带相连。褒河—西水—东柳火山岩带主要由三个火山岩构造岩片组成，岩石类型主要为亚碱性钙碱系列玄武岩类和英安、流纹岩类，基性和酸性岩均具有高K、Rb、Ba，低Ce、Sm，显著的Nb、Ta相对亏损特征，以及Ti的明显负异常。岩石的Th/Yb-Ta/Yb和Ti/Zr-Ti/Y不活动痕量元素组合特征指示这套火山岩可能产出于大陆边缘弧（活动大陆边缘）与弧内裂陷的大地构造环境，是勉略洋盆在古生代晚期—中生代早期发育期间，产生的活动大陆边缘以及弧内裂陷的岩浆作用产物。褒河—西水—东柳火山岩带是勉县—略阳蛇绿构造混杂带东延并与巴山弧岛弧岩浆带衔接的重要岩石学证据。

研究区位于略阳—勉县蛇绿构造混杂岩带东侧，处在勉略缝合带主构造的中段。在该处混杂带宽约200～2000m，呈东西向弧形展布。混杂带内出露地层原称三河口群，它南以略阳断裂与前寒武系碧口地块相连，北以状元碑断裂与志留系白水江群相邻。构造带内主要由强烈剪切的震旦—寒武系和泥盆—石炭系逆冲推覆岩片组成，形成自北向南的叠瓦逆冲推覆构造系。带内包含了不同时期、不同性质与不同变形特征的地层岩块和构造岩块。本区扬子板块北缘除缺失部分泥盆—石炭系地层外，寒武—三叠系均为稳定台地型建造。秦岭微板块内部的震旦系和古生界、中生界三叠系地层基本连续，仅有局部性间断或超覆性不整合，但建造类型和岩石组合与扬子北缘截然不同。构造混杂带内泥盆—石炭系由陆缘冲积扇沉积体系直接过渡为浊积岩、钙质浊积岩及硅质岩沉积，与两侧有明显差异。褒河—西水—东柳变质火山岩以构造岩片的形式卷入该构造带（图5-44）。

2. 火山岩岩石学特征

褒河—东柳—西水地区火山岩属于浅变质火山岩系（绿片岩相），其化学成分分析结果列于表5-10中。区内火山岩大多受到微弱的蚀变和变质作用影响，其中玄武岩类岩石为浅灰绿色—黑绿色，块状构造，部分样品发育片理构造。变余斑状结构中斑晶为辉石和斜长石，辉石斑晶大多已绿泥石化，基质为微细粒变晶结构，主要组成矿物有绿泥石、绿帘石和钠长石小颗粒。部分样品

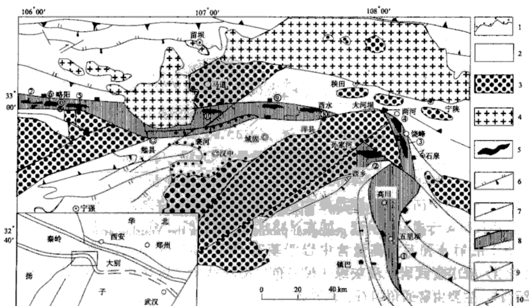


图 5-44　研究区地质构造略图

Fig. 5-44　Skech geological and structure map of the research area

1. 中—新生代沉积盆地；2. 显生宙；3. 寒武系基底；4. 花岗岩；5. 岛弧火山岩；6. 断裂构造；7. 缝合带边界；8. 勉略缝合带；9. 逆冲推覆构造；10. 走滑断裂；图中各岩片：①五里坝岛弧火山岩；②孙家河岛弧火山岩；③饶峰火山岩；④两河岛弧火山岩；⑤电厂岛弧火山岩；⑥桥梓口岛弧火山岩；⑦三岔子岛弧火山岩；⑧西水火山岩；⑨东柳火山岩；⑩褒河火山岩

镜下显示出强烈的剪切片理化现象，矿物破碎且具明显的定向排列，有时可见部分斑晶颗粒显示不对称旋转碎斑系特征。英安、流纹岩类为浅灰褐色—灰褐色，斑状结构，可见明显的剪切片理化现象，矿物明显定向性排列，基质已发生重结晶，隐约可见流纹构造，暗色矿物主要为黑云母，均已绿泥石化，副矿物可见有磁铁矿和锆石，基质为霏细结构—微晶结构，由长英质微细晶粒组成。

野外实测剖面（图 5-45）显示，酉水区段出露有玄武岩、安山玄武岩、流纹岩和花岗岩岩体。玄武岩、安山玄武岩和流纹岩以互层状形式产出，花岗岩为后期侵入的岩体。剖面内发育一系列北北西向的逆冲断层，组成酉水火山岩岩片的灰绿色变质玄武岩、安山玄武岩与浅色流纹岩呈互层交替产出，也有玄武岩、安山玄武岩与安山岩的互层，但安山岩的数量十分稀少。浅色流纹岩可以见到流纹构造。酉水地区火山岩岩石类型及岩性组合与其东侧两河岩区完全相同（赖绍聪等，2000），本区玄武岩、玄武安山岩与流纹岩的互层关系表明它们应为同时代岩石组合，且玄武岩、安山玄武岩所占比例较大，流纹岩出露较少。

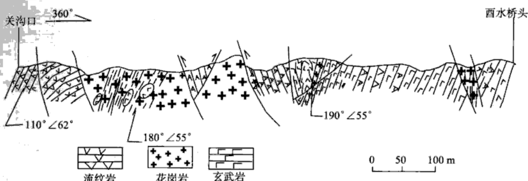


图 5-45 酉水地区火山岩地质剖面图

Fig. 5-45 The geological profile diagram in the Youshui area

1）安山玄武岩：浅灰绿—灰绿色，斑状结构，块状构造。斑晶（20%～25%），主要由普通角闪石、普通辉石、石英和基性斜长石组成。普通角闪石横切面多为菱形或近似菱形的六边形，有的熔蚀为港湾状。可见两组解理，多色性明显，均发生绿泥石化，表面污浊；普通辉石短柱状，柱面发育一组完全解理；石英为聚合体，边棱清楚；基性斜长石蚀变强烈，已观察不到完整晶形，表面可见钠黝帘石化的产物。岩石基质为微细粒结构，主要为蚀变的斜长石微晶，其次为磁铁矿及辉石小颗粒。安山玄武岩蚀变达到低绿片岩相，但镜下仍可识别原岩的岩浆岩残余结构。

2）变质玄武岩：浅灰绿—灰绿色，变余斑状结构，变斑晶主要有基性斜长石（占斑晶总量的 50%～65%）、普通辉石（占斑晶总量的 20%～30%）、普通角闪石（占斑晶总量的 5%～10%）和少量碱性长石（占斑晶总量的 1%～2%）。基性斜长石呈半自形晶，聚片双晶发育，有时可见简单卡氏双晶，具钠黝帘石化，蚀变强烈，大部分颗粒看不到完整晶形；普通辉石呈他形—半自形晶，部分颗粒熔蚀较强，边缘呈港湾状；可见聚片双晶，具绿泥石化，蚀变强烈。角闪石多呈具有两组解理的棱形，突起高，具绿泥石化。基质为微细粒结构，主要由斜长石蚀变产物——钠黝帘石类矿物微粒组成。玄武岩蚀变达到了绿片岩相。

3）流纹岩：浅灰褐色—灰褐色，斑状结构，但已显示出糜棱岩化。斑晶含量低，占 15%～20%，斑晶为具有聚片双晶的酸性斜长石、具卡式双晶的碱性长石、具卡钠复合连晶的斜长石和半自形—他形的石英。钠长石斑晶多呈半自形—他形，发育绢云母化、帘石化、高岭土化；石英斑晶由于发生动态重结晶，晶体边界呈锯齿状，十分清楚，部分石英颗粒表面见有小包裹体。黑云母（5%）呈长条状，具绿泥石化，黑云母定向排列规律与具有明显定向性的斑晶总体体现出糜棱岩化的特征。基质以微粒状石英为主，均发生动态重结晶，呈他形粒状，还有少量磁铁矿及磷灰石。

3. 火山岩岩石地球化学特征

褒河—东柳—酉水火山岩样品的主微量元素分析结果见表 5-10。褒河玄武岩类 SiO_2 含量较低，介于 40.93%～46.97%之间，平均 44.4%；Fe_2O_3 和 FeO 含量较高，平均分别为 4.9%和 4.1%；MgO 含量较高，平均 7.3%；TiO_2 总体较低，介于 0.06%～0.32%之间，平均为 0.17%。东柳英安岩类具有高 SiO_2 含量（63.88%～70.89%，平均 68.06%）、低 TiO_2 含量（0.27%～0.40%，平均 0.33%）和 Fe_2O_3+FeO、MgO 含量低的地球化学特点。酉水基性玄武岩、安山玄武岩类 SiO_2 含量变化比较大，介于 48.95%～56.50%之间，平均为 53.5%，总体属于玄武岩、安山玄武岩 SiO_2 含量范畴，但略偏中性。酸性流纹岩类 SiO_2 含量稳定，介于 76.91%～77.84%之间，变化小，属于典型的酸性岩 SiO_2 含量范畴。FeO、Fe_2O_3、CaO 在基性岩中含量高，且所有样品 FeO>Fe_2O_3，CaO 均达到 4%以上；而流纹岩的 FeO、Fe_2O_3、CaO 均较低，大多在 0.6%以下，K_2O+Na_2O 大多数在 4.57%～7.69%之间，且 Na_2O>K_2O，K_2O 含量变化范围大。Al_2O_3 含量在基性和酸性岩中各自含量稳定，变化小。TiO_2 含量在玄武岩、安山玄武岩中介于 0.85%～1.37%之间，平均为 1.13%，介于碰撞型弧区玄武岩、安山玄武岩（ARCB）和标准洋中脊玄武岩（N-MORB）范围之间。

Nb、Y 均为不活泼元素，较少受到蚀变和变质作用的影响。因此，根据 SiO_2-Nb/Y 图解可以有效地区分变质-蚀变火山岩系列。从图 5-46a 可以看出，本区火山岩均属于非碱性系列，岩石类型可分为玄武岩类、英安岩类和流纹岩类（图 5-46b）。

表 5-10　褒河—酉水—东柳火山岩主元素（%）与微量元素（$\times10^{-6}$）分析结果

Table 5-10　Major（%）and trace element（$\times10^{-6}$）analyses of volcanic rocks from Baohe-Youshui-Dongliu area

样品	BH-01	BH-05	BH-06	BH-07	BH-08	BH-09	BH-10	D-01	D-02	D-03	D-07	D-10
SiO_2	47.00	48.00	44.10	42.90	42.40	45.00	45.20	69.30	66.70	69.50	70.90	63.90
TiO_2	0.32	0.24	0.17	0.06	0.10	0.10	0.08	0.30	0.32	0.30	0.27	0.32
Al_2O_3	20.10	15.40	18.00	13.90	14.20	15.80	14.20	13.90	16.80	12.50	12.80	17.70
Fe_2O_3	6.21	7.30	4.71	1.54	3.90	4.80	4.50	3.80	2.51	3.10	1.89	3.00
FeO	3.59	0.30	5.29	7.36	5.00	5.10	3.20	1.30	2.98	2.10	3.01	2.90
MnO	0.14	0.10	0.14	0.20	0.26	0.21	0.24	0.12	0.14	0.16	0.12	0.14
MgO	7.40	5.60	5.20	9.50	6.30	9.20	9.60	2.00	2.10	2.00	1.90	1.92
CaO	5.40	7.50	10.3	6.30	10.4	5.00	7.20	1.20	1.22	1.70	0.90	1.80
Na_2O	3.50	4.70	2.90	2.50	2.80	2.10	2.50	3.10	3.10	3.10	3.10	3.30
K_2O	0.80	1.00	1.50	0.001	1.00	0.60	0.001	1.80	2.10	2.00	1.80	1.80
P_2O_5	0.30	0.43	0.23	0.001	0.33	0.01	0.002	0.003	0.001	0.001	0.03	0.001
CO_2		5.10	6.00	5.60	7.10	4.20	6.25					

续表

样品	BH-01	BH-05	BH-06	BH-07	BH-08	BH-09	BH-10	D-01	D-02	D-03	D-07	D-10
LIO	4.67	3.83	1.20	9.47	5.62	7.15	6.48	3.00	2.00	3.59	3.10	3.20
Total	99.40	99.50	99.80	99.30	99.30	99.30	99.40	99.80	99.90	100.50	99.80	100.00
Li	34.3	59.3	50.3	51.5	44.4	56.3	47.9	33.7	33.7	33.2	26.8	31.1
Sc	18.3	25.0	29.8	29.5	28.0	34.1	28.2	13.3	13.0	12.7	12.8	12.3
V	221	184	261	222	226	262	175	81.5	87.5	88.4	85.7	81.2
Cr	133	62.9	55.9	624	41.9	492	603	47.1	63.6	48.4	49.0	49.8
Co	60.3	40.2	40.2	45.2	42.5	48.1	43.3	28.5	32.0	28.1	28.3	23.4
Ni	76.4	55.0	39.2	177	41.2	286	259	19.2	32.3	19.2	18.9	20.7
Rb	15.1	47.7	43.7	3.52	33.3	32.9	2.88	71.6	78.4	77.7	68.8	67.7
Sr	346	773	829	388	747	271	421	155	131	147	139	165
Y	15.9	16.5	16.2	10.1	17.1	8.36	9.08	24.3	23.4	23.7	22.7	23.3
Zr	125	144	106	38.4	103	42.4	31.0	146	144	141	137	133
Nb	9.78	9.59	5.25	2.89	5.17	3.12	2.27	9.99	9.22	9.20	8.69	8.55
Cs	1.51	7.54	2.01	0.13	1.31	1.06	0.08	3.14	3.66	3.70	3.01	3.00
Ba	329	448	1167	44.3	884	427	31.2	883	608	761	506	501
Hf	3.66	4.13	3.24	1.29	3.46	1.41	1.03	4.55	4.73	4.65	4.43	4.40
Ta	0.46	0.43	0.28	0.18	0.52	0.18	0.13	0.69	0.65	0.67	0.62	0.65
Pb	6.51	28.3	23.8	6.36	24.6	9.79	7.22	13.7	12.3	14.8	12.0	13.0
Th	9.53	13.6	10.3	1.49	10.3	1.72	1.23	7.64	7.27	7.54	6.74	6.48
U	1.93	1.99	1.62	0.39	1.78	0.38	0.30	1.56	1.40	1.50	1.41	1.46
La	66.4	107	79.7	13.4	73.8	13.5	9.66	26.2	25.5	28.2	25.0	24.4
Ce	148	217	167	28.6	155	28.3	20.3	54.3	52.7	57.4	51.1	50.1
Pr	17.6	24.5	19.5	3.38	18.4	3.36	2.45	6.15	6.00	6.56	5.68	5.69
Nd	71.0	95.1	76.9	13.9	72.0	13.7	10.3	24.6	24.1	25.5	23.8	22.9
Sm	11.3	14.3	11.5	2.85	11.3	2.51	1.99	5.41	5.09	5.44	4.94	4.61
Eu	2.49	3.12	2.93	0.74	2.80	0.63	0.54	1.08	1.05	1.09	1.09	1.04
Gd	6.87	8.42	7.31	2.35	6.95	2.17	1.69	4.60	4.37	4.63	4.36	4.32
Tb	0.76	0.86	0.75	0.33	0.73	0.28	0.28	0.76	0.72	0.69	0.72	0.68
Dy	3.52	3.70	3.52	1.96	3.51	1.64	1.60	4.57	4.35	4.37	4.14	4.25
Ho	0.58	0.56	0.60	0.40	0.64	0.32	0.32	0.91	0.86	0.85	0.81	0.86
Er	1.53	1.48	1.68	1.10	1.64	0.98	1.07	2.67	2.59	2.60	2.51	2.56
Tm	0.20	0.22	0.20	0.16	0.25	0.16	0.16	0.43	0.38	0.41	0.38	0.36
Yb	1.27	1.31	1.38	1.07	1.48	1.06	1.07	2.77	2.58	2.78	2.53	2.59
Lu	0.19	0.21	0.21	0.16	0.22	0.17	0.16	0.41	0.39	0.41	0.39	0.37

样品	D-13	D-15	D-16	Y-01	Y-02	Y-05	Y-08	Y-14	Y-15	Y-16	Y-17	Y-18
SiO_2	67.40	68.90	68.50	76.90	77.70	77.80	53.40	56.00	53.80	54.80	49.70	55.70
TiO_2	0.40	0.32	0.33	0.20	0.06	0.07	1.27	1.37	1.12	1.10	0.95	1.12
Al_2O_3	15.10	12.30	13.70	11.60	11.60	11.00	16.50	18.40	17.00	18.70	18.20	16.80
Fe_2O_3	1.30	1.52	1.25	0.59	0.53	0.56	4.56	2.90	3.30	4.00	3.04	3.36
FeO	3.20	2.90	2.85	0.20	0.30	0.25	6.24	5.10	6.00	5.95	6.86	6.64
MnO	0.09	0.10	0.09	0.01	0.02	0.01	0.26	0.22	0.20	0.12	0.17	0.18

续表

样品	D-13	D-15	D-16	Y-01	Y-02	Y-05	Y-08	Y-14	Y-15	Y-16	Y-17	Y-18
MgO	1.80	1.81	1.60	0.30	0.20	0.30	3.30	2.10	2.80	1.80	5.00	2.90
CaO	1.40	1.70	2.20	0.50	0.40	0.50	6.40	4.40	5.70	4.00	7.90	5.80
Na_2O	2.98	2.93	2.38	3.62	3.71	3.52	3.70	5.80	5.50	5.80	3.10	5.10
K_2O	2.17	2.19	2.50	4.09	2.90	3.68	0.93	0.99	1.29	0.54	2.29	0.94
P_2O_5	0.15	0.23	0.22	0.06	2.01	0.10	0.40	0.56	2.39	2.56	0.30	0.72
CO_2					0.01		0.60		0.23	0.53	0.25	0.40
LIO	3.83	4.45	4.41	1.49		1.49	1.70	1.64	0.51		1.69	
Total	99.90	99.30	100.00	99.50	99.40	99.30	99.30	99.50	99.80	99.80	99.40	99.60
Li	36.7	32.1	30.3	1.21	2.27	0.73	9.93	21.3	8.63	12.2	13.7	7.00
Sc	12.3	12.7	11.6	0.14	6.27	0.14	1.52	1.36	25.5	24.6	25.4	27.9
V	83.0	83.3	77.4	5.81	3.29	5.63	335	22.8	167	24.8	235	148
Cr	105	64.6	101	1.27	2.77	5.97	10.1	14.2	0.23	1.14	88.5	6.11
Co	26.5	26.8	24.6	85.7	77.3	95.7	60.2	37.9	36.8	2.26	50.6	36.5
Ni	47.2	27.3	44.2	3.17	1.94	3.77	9.11	8.08	2.52	6.87	49.4	4.46
Rb	71.9	73.7	84.2	79.4	55.5	70.8	19.9	30.1	33.8	10.9	63.5	22.4
Sr	129	145	146	90.7	83.6	81.5	358	382	127	441	361	443
Y	24.0	22.9	24.7	48.3	75.7	49.6	38.1	57.6	21.1	69.7	14.2	30.9
Zr	141	139	156	181	164	164	84.0	444	1.62	408	44.7	94.9
Nb	9.42	8.97	9.97	12.5	11.7	11.9	6.04	18.6	33.5	16.1	3.04	6.31
Cs	3.16	3.19	3.35	1.13	0.83	1.09	0.52	1.28	0.72	0.79	2.19	0.65
Ba	578	806	577	848	850	753	431	633	859	696	1615	498
Hf	4.63	4.28	4.95	7.67	7.07	7.01	3.17	13.0	2.35	11.4	2.14	3.22
Ta	0.70	0.75	0.73	0.89	1.04	0.88	0.50	1.07	0.35	0.81	0.21	0.35
Pb	14.4	15.6	16.0	20.2	10.8	18.0	6.09	17.0	114	178	7.21	153
Th	7.23	7.48	7.35	10.4	9.93	9.68	3.18	4.70	0.25	0.09	0.34	0.16
La	26.2	26.4	27.6	44.1	59.2	41.8	19.1	60.2	12.0	49.6	9.20	22.0
Ce	53.8	53.6	54.9	85.3	98.2	86.0	44.6	133	26.9	118	20.5	52.1
Pr	6.22	6.04	6.41	10.8	15.4	10.4	5.66	16.5	3.42	15.1	2.71	6.53
Nd	24.5	23.5	25.8	43.6	65.6	41.5	25.2	71.0	14.9	68.7	13.2	27.8
Sm	5.30	5.09	5.60	9.22	14.2	8.91	6.28	15.5	3.74	15.7	3.11	6.47
Eu	1.13	1.08	1.14	1.08	1.39	0.99	1.83	3.74	1.17	3.90	1.10	2.41
Gd	4.40	4.30	4.72	8.26	13.4	8.59	6.99	13.9	3.64	14.1	3.05	6.00
Tb	0.68	0.68	0.74	1.37	2.34	1.43	1.14	2.15	0.57	2.30	0.49	0.98
Dy	4.45	4.33	4.55	8.64	13.6	8.48	7.31	12.1	3.71	13.5	2.85	5.91
Ho	0.87	0.82	0.87	1.75	2.74	1.83	1.43	2.31	0.68	2.72	0.57	1.19
Er	2.58	2.40	2.74	5.40	8.25	5.55	4.08	6.57	1.94	7.78	1.46	3.68
Tm	0.41	0.41	0.42	0.84	1.25	0.88	0.64	0.93	0.30	1.19	0.25	0.52
Yb	2.71	2.57	2.81	5.62	8.21	5.81	3.96	6.17	1.95	7.35	1.38	3.72
Lu	0.37	0.40	0.44	0.85	1.21	0.88	0.56	0.92	0.29	1.12	0.21	0.54

注：SiO_2—CO_2 由中国科学院地球化学研究所湿法分析；Li—Lu 由中国科学院地球化学研究所 ICP-MS分析（2001）。

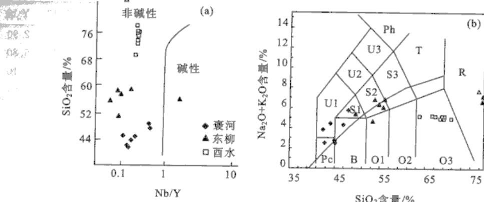


图 5-46　火山岩系列划分及岩石分类图解

Fig. 5-46　TAS diagram and SiO_2-N/Y diagram for volcanic rocks

Pc. 苦橄玄武岩；B. 玄武岩；O1. 玄武安山岩；O2. 安山岩；O3. 英安岩；S1. 粗面玄武岩；S2. 玄武粗安岩；S3. 安粗岩；U1. 碱玄岩；U2. 响岩质碱玄岩；U3. 碱玄质响岩；Ph. 响岩；T. 粗面岩；R. 流纹岩

4. 稀土元素地球化学

分析结果表明（表 5-10），褒河玄武岩稀土总量总体较高，且变化较大，部分样品处于 $(51\sim70)\times10^{-6}$之间，其余样品均处在 $(332.18\sim479.08)\times10^{-6}$之间，所有样品平均为 260.04×10^{-6}。岩石的 $(La/Yb)_N=5.83\sim53.27$，平均为 24.78；$(Ce/Yb)_N=4.57\sim40.12$，平均为 19.44，轻重稀土分异明显。δEu 趋近于 1，平均为 0.854，显示微弱的 Eu 负异常，总体表明了岩石为轻稀土富集型（图 5-47（a））。

东柳英安岩稀土总量较低 $(123.59\sim140.94)\times10^{-6}$之间，平均为 131.16×10^{-6}），岩石 $(La/Yb)_N=5.86\sim6.67$，平均为 6.27；$(Ce/Yb)_N=4.46\sim5.04$，平均为 4.83，为弱—中等富集型。δEu 十分稳定，变化很小，介于 0.65～0.71 之间，平均为 0.69，表明岩石具有弱的负 Eu 异常（图 5-47b）。

西水玄武岩、安山玄武岩稀土总量较高，且变化很大，除个别处在 $(54\sim75)\times10^{-6}$之间外，其余样品均处在 $(128\sim315.1)\times10^{-6}$之间，所有样品平均为 200.3×10^{-6}，轻重稀土分异较明显，$\sum LREE/\sum HREE$ 十分稳定，在 3.90～6.66 之间变化，平均为 5.20，说明轻稀土较富集。岩石 $(La/Yb)_N$ 介于 3.08～6.51 之间，平均为 4.26；$(Ce/Yb)_N$ 介于 2.69～5.89 之间，平均为 3.76，进一步说明西水玄武岩、安山玄武岩轻重稀土分异较明显。δEu 介于 0.76～1.16 之间，平均值 0.93，趋近于 1，表明本区玄武岩、安山玄武岩基本无铕异常。西水流纹岩稀土总量较玄武岩高，且变化不大，在 $(219.04\sim304.76)\times10^{-6}$之间，

有较强的轻重稀土分异，∑LREE/∑HREE 平均为 5.40；岩石 $(La/Yb)_N$ 介于 7.08～7.19 之间，平均为 7.37，$(Ce/Yb)_N$ 介于 12.58～15.86 之间，平均为 14.64；$(La/Yb)_N$，$(Ce/Yb)_N$ 表现出了轻重稀土分异明显。岩石 δEu 介于 0.30～0.37 之间，平均为 0.34，样品均具有显著的负 Eu 异常（图 5-47c，图 5-47d）。

从图 5-47 可以看出，酉水玄武岩、安山玄武岩和流纹岩的稀土丰度和曲线基本趋势相同，表明了玄武岩、安山玄武岩和流纹岩不属于同一共源岩浆分异演化的产物。从岩石物理化学原理来看，如果流纹岩、玄武岩、安山玄武岩为同源岩浆递进演化系列，则流纹岩的稀土总量通常大大高于玄武岩、安山玄武岩类，且有显著的负铕异常。而本区流纹岩的稀土总量仅略高于玄武岩、安山玄武岩类，个别玄武岩、安山玄武岩样品的稀土总量甚至高于流纹岩。另外，本区流纹岩与玄武岩、安山玄武岩均为轻稀土富集型。稀土特征表明，本区玄武岩、安山玄武岩与流纹岩两种岩性并非同源岩浆分异演化的产物，尽管它们在空间上密切相伴，且为同时代产物，但它们应分别来自不同的岩浆源区，岩浆源区深度和源区物质组成也有明显的差别，它们应分别为上地幔局部熔融和中下部陆壳局部熔融的产物，属于类双峰式火山岩组合。

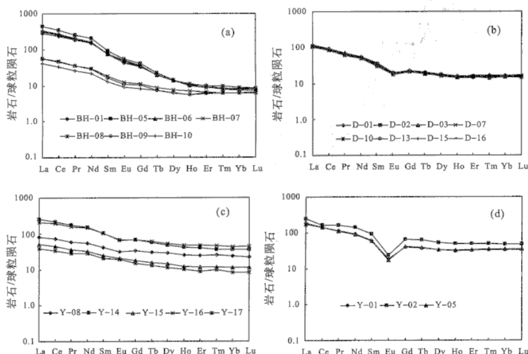


图 5-47　稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 5-47　Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns

（a）褒河玄武岩；（b）东柳英安岩；（c）酉水玄武岩；（d）酉水流纹岩

5. 微量元素地球化学

微量元素组合特征是反映火山岩形成构造背景的有效途径，从微量元素 N-MORB 标准化图解中（图 5-48）可以看到：

1）褒河、东柳火山岩具有完全相同的配分型式，以 K、Rb、Ba 和 Th 的较强富集并伴有 Ce 和 Sm 的微弱富集，Nb、Ta 的相对亏损，以及 P、Ti 的微弱亏损为特点。微量元素配分型式表明了褒河、东柳火山岩为典型的岛弧火山岩。褒河玄武岩类 Th>Ta，Th/Ta 在 8～34 之间，平均为 21.44；Nb<La，Nb/La 均小于 0.23；Th/Yb 介于 1.4～10.4 之间，平均为 5.35；Ta/Yb 介于 0.12～0.36 之间，平均为 0.24。东柳英安岩类 Th/Ta 十分稳定，在 10～11 之间，平均为 10.4；Nb/La（0.33～0.40）、Th/Yb（2.5～2.9，平均为 2.69）、Ta/Yb（0.24～0.29，平均为 0.26）与褒河玄武岩十分接近，综合微量元素配分型式，我们认为它们具有岛弧火山岩的地球化学特征（Wilson，1989）。

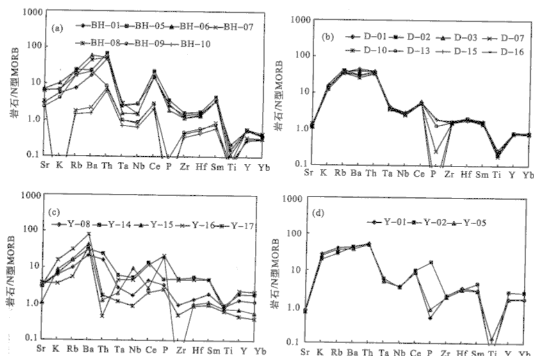


图 5-48 火山岩微量元素 N-MORB 标准化配分型式

Fig. 5-48 N-type MORB normalized trace element distribution patterns

（a）褒河玄武岩；（b）东柳英安岩；（c）酉水玄武岩；（d）酉水流纹岩

2）酉水双峰式火山岩与褒河、东柳火山岩配分型式基本相同（图 5-48c，图 5-48d），同样以 K、Rb、Ba 和 Th 的较强富集并伴有 Ce 和 Sm 的微弱富集，Nb、Ta 的相对亏损，以及 P、Ti 的微弱亏损为特点，呈特征的“三隆起”形

态。总体上与区内火山岩配分曲线一致，具有岛弧火山岩分布型式。玄武岩类Th>Ta，Th/Ta 在 1.20～6.4 之间，平均为 2.86；Nb<La，Nb/La 均小于 0.35；Th/Yb 介于 0.18～0.80 之间，平均为 0.39；Ta/Yb 介于 0.10～0.17 之间，平均为 0.14。酉水玄武岩的 Nb/La<0.35，Zr/Y<5.8 的典型地球化学特点与洋内岛弧玄武岩的地球化学特征十分相似，全部玄武岩的 Ta/Yb 值均小于 0.17，这与大陆边缘弧钙碱性玄武岩明显不同。值得注意的是，岛弧型蛇绿岩中的玄武岩是拉斑质的，很少出现钙碱性的玄武岩；玄武岩均为 LREE 富集型，这是岛弧玄武岩的 REE 特征，而岛弧蛇绿岩中拉斑玄武岩的 LREE 是亏损的（如特罗多斯、阿曼、贝茨科夫等）。从上述特征看，酉水火山岩应属于洋内岛弧火山岩的地球化学特征。

Th、Nb、La 都是强不相容元素，它们的分配系数相近，从而它们的比值，特别是 Th、La、Nb 的比值（Nb 分配系数居中）在部分熔融和分离结晶过程中基本保持不变，从而可以有效地指示源区性质。Nb、La、Th 在海水蚀变及变质作用过程中是稳定或比较稳定的元素，所以利用 La/Nb-La 图解可以区分洋脊、岛弧和洋岛火山岩。从图 5-49 中可以看出，褒河、东柳和酉水均位于典型的岛弧火山岩区域，这与微量元素配分型式所得到的判别结论是一致的。

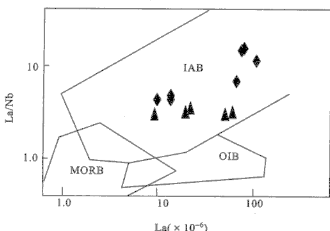


图 5-49　火山岩 La/Nb-La 图解

Fig. 5-49　The La/Nb-La diagrams for volcanic rocks

◆. 褒河玄武岩类；▲. 酉水玄武岩类

Zr 和 Y 是在蚀变及变质作用过程中十分稳定的不活动痕量元素，而火山岩中 Ti 丰度与火山岩源区物质组成与火山岩的形成环境有密切关系。根据 Ti/Zr、Ti/Y 比值特征及 Ti/Zr-Ti/Y 图解（图 5-50），样品投影点在整个图上分布零散。流纹岩大多落在壳源区，说明这套火山岩既非典型的壳源成因，也非典型的幔源成因，而是兼具两种源区的特征，这是岛弧火山岩特有的地球化学

指纹，说明岩浆来源于俯冲带的局部熔融。它的岩浆起源与一个部分亏损的地幔源区有成因联系，然而又显示显著的陆壳物质参与的地球化学烙印。值得考虑的是，本区火山岩和典型的大陆边缘弧安山质中性岩浆活动为特色的大地构造背景不同，而是以玄武质、安山玄武质-流纹质火山岩为特色，缺失中性岩石类型。从岩石组合看，应为类双峰式火山岩，表明它们是一套裂陷环境中的岩浆活动产物。本区火山岩组合的稀土元素和痕量元素特征印证了它们不属于通常的大陆裂谷系火山岩组合，玄武岩、安山玄武岩和流纹岩两种岩类具有各自岩浆源区分异演化的特征，分别属于上地幔局部熔融和中下地壳局部熔融的产物。

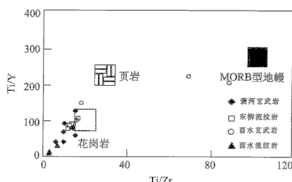


图 5-50 火山岩 Ti/Zr-Ti/Y 图解

Fig. 5-50 Ti/Zr-Ti/Y diagram for the volcanic rocks

酉水火山岩具有岛弧火山岩的特征，但是同典型的岛弧火山岩相比，它的稀土总量偏高，岩石的微量元素原始地幔标准化配分模式显示了不显著的 Nb、Ta 谷，而岩石的 Th/Yb、Ta/Yb、Th/Ta、Nb/La 和 Ti/Zr-Ti/Y 不活动痕量元素组合特征表明酉水火山岩的源区为一个大陆边缘弧的大地构造背景。只有在大陆边缘弧产生初始裂陷（弧后扩张引起的初始弧后盆地的形成时期）的条件下所产出的类双峰式火山岩才具有以上的独特特征。在全球大地构造背景下，大洋板块俯冲到大陆板块下，在所谓的毕尼奥夫带，处在 100～150km 深处时，洋壳中的角闪岩大量脱水转变为石英榴辉岩，水进入上部部分亏损地幔楔而引发含水部分熔融，产生含水拉斑玄武岩岩浆。而且，由于它们的局部熔融是在含水条件下发生的，与洋脊之下基本无水的熔融不同，来自俯冲洋壳的 SiO_2、K_2O 等大离子亲石元素（LILE）和轻稀土（LREE）参与了岩浆的起源过程，从而使得这种岩浆带有显著的陆壳物质混染的地球化学信息，这种岩浆作用和岩浆的底辟上隆，使得大陆边缘弧内裂陷发育，从而诱发了中下部岛弧陆壳的局部熔融，而形成酸性流纹岩浆活动，构成本区独特的具有特殊地球化学指纹的大陆边缘弧初始裂陷类双峰式火山岩组合。

第五节 讨 论

一、岩浆起源与演化

本区大洋拉斑玄武岩属于拉斑玄武岩浆系列。该系列火山岩成分稳定，SiO_2变化范围狭窄，并且显示强烈的富铁趋势，而无明显的富硅富碱趋势，不相容元素 Cs、Rb、Ba、Sr 等呈同步增长趋势，而 Co、Cr、Ni 等相容元素含量并不很高。这些特征说明了本区大洋拉斑玄武岩系列岩浆经由上地幔部分熔融形成以后，可能经历了以橄榄石、辉石为主的分离结晶作用过程，而不出现磁铁矿或钛铁矿的分离结晶，进而反映了岩浆体系的氧逸度可能较低。

世界上大多数洋中脊玄武岩的 Fe/Mg 比值很高，Ni 和 Cr 含量较低，因为它们代表了与地幔成分平衡的原生熔体（O'Hara，1968；Kay，1984；Green et al.，1979）。一般熔体在上升到地表的过程中（可能在中脊下面的岩浆房中）发生了分离结晶作用，这一低压分离结晶作用早期受橄榄石＋辉石＋斜长石晶出的控制，到了晚期则受橄榄石＋斜长石＋单斜辉石＋铁的氧化物晶出的控制。由此看来，本区洋中脊玄武岩只经历了初期的低压分离结晶作用。虽然在大洋盆地中很少采集到由这种低压分离结晶作用产生的堆积顺序的标本，但对蛇绿岩杂岩体的研究确实揭示出分离结晶作用在洋中脊玄武岩形成中肯定起了十分重要的作用（Elthon，1991）。

本区岛弧火山岩可区分为两个系列，即岛弧拉斑系列和岛弧钙碱系列。岛弧拉斑系列火山岩中的 SiO_2 变化范围宽于本区洋脊拉斑玄武岩系列，并且具有相对于洋脊玄武岩更弱的富铁趋势和明显的富硅趋势，在 SiO_2-FeO^*/MgO 图解中，FeO^*/MgO 与 SiO_2 同步增长，Eu 不出现负异常，这些特征反映了该系列岩浆可能经历了以橄榄石、辉石为主的结晶分异作用，而不出现明显的磁铁矿、钛铁矿的分离结晶过程。然而其不仅富铁，而且富硅的演化趋势，与本区洋脊拉斑玄武岩系列有很大不同。产生这种差异的原因主要有两个方面：一方面，岩石在不同的氧逸度条件下，可能沿着不同程度的富铁或富硅趋势演化；另一方面，地壳物质的混染作用也将使得原始岩浆沿着不同程度的富铁或富硅方向演化。Irvine（1975）对 Fo-Fa-An-Or-Q 系统的实验研究表明，在没有 Or 组分的情况下，体系中橄榄石和贫钙辉石的首晶区相对局限（图 5-51），熔体经这两种矿物的分离结晶作用，只产生富铁（而不富硅）的趋势，即本区洋中脊拉斑玄武岩所显示的演化趋势。如果体系存在 Or 组分，那么橄榄石和贫钙辉石的首晶区则大为扩展，而石英的首晶区大为缩小（图 5-51）。这样，熔体经同样矿物的分离结晶过程将使其残余液相不断地向富硅方向演化；H_2O 或 Ab 组分对该体系也将产生类似的效应（Kushiro，1972）。由此看来，如果原生岩浆受到地壳的混染作用

(Or、Ab或H_2O组分渗入)，将可能改变其原来的演化方向，沿着富硅而相对较弱的富铁趋势发展。本区岛弧拉斑系列火山岩源于楔形上地幔上部，与洋壳的俯冲消减作用有关，其源区条件与洋中脊环境明显不同，陆壳组分的混染作用是可能存在的。

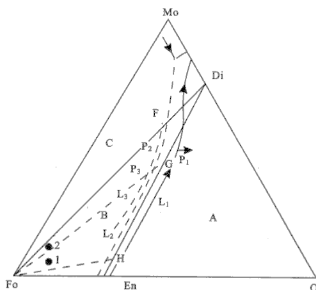


图 5-51 Fo-Fa-An-Or-Q 体系相图（据 Irvine，1975）

Fig. 5-51 Fo-Fa-An-Or-Q diagram

体系压力为10^6Pa，虚线表示假想的液相线分离结晶途径

本区岛弧钙碱系列火山岩只显示单一的富硅富碱趋势，说明该系列岩浆应该在较高的氧逸度条件下，经历了橄榄石、辉石、磁铁矿、斜长石等矿物的逐步分离结晶过程。

二、原生岩浆与母岩浆

原生岩浆系指刚刚离开源区没有经历分异作用的原始熔体，它一般具有较高的镁值（$Mg^{\#}$为0.68～0.78）与相容元素含量［如 Ni>(300～500)$\times10^{-6}$］，并且常常含有源岩包体。本区火山岩$Mg^{\#}$都不高，相容元素含量也不高，且未发现地幔岩包体。因此，本区火山岩不具备原生岩浆的特征。母岩浆是原生岩浆经一定分异作用后形成的岩浆，并且再通过一系列的分异作用过程可以产生特定系列所有类型的岩石。在玄武质岩浆体系中，母岩浆必须具有特定分异条件下最高的液相线温度，并且由此经分离结晶能产生成分不同的派生岩浆，从而呈现包括主要元素、微量元素的系统变化趋势，反映在同一系列的火山岩中（Carmichael et al.，1974；Hughes，1982)。

不同母岩浆微量元素的演化特征是不相同的，从熔体化学角度来看，微量元素 Ce、Y 的性质与行为在岩浆演化过程中是有区别的。在部分熔融过程中，Ce 的不相容性比 Y 强，更倾向于富集于熔体中。随着熔融程度的增高，熔体中 Ce/Y 比值由大变小，并逐渐接近其源岩的 Ce/Y 值。在分离结晶过程中，Ce、Y 一般趋向于富集在熔体中，Ce/Y 值变化不大。因此，Ce/Y 值在很大程度上反映了源区熔融程度的大小。从图 5-52 中可以看到，本区洋中脊玄武岩 Ce/Y 值很小，应产生于地幔较高程度的熔融作用；而岛弧火山岩 Ce/Y 值相对要大得多，应属源区低程度局部熔融的产物。

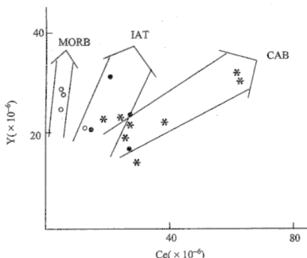


图 5-52　火山岩 Ce-Y 演化图解

Fig. 5-52　Ce-Y diagram of the volcanic rocks

MORB. 洋中脊玄武岩；IAT. 岛弧拉斑玄武岩；CAB. 岛弧钙碱性玄武岩；

o. 本区 MORB；·. 本区 IAT；*. 本区 CAB

本区火山岩可能有三种母岩浆，洋中脊玄武岩系列与岛弧火山岩系列显然具有不同的形成构造背景，它是由上地幔部分熔融产生的原生岩浆经中脊下岩浆房的低压分异作用而衍生的低钾拉斑玄武质母岩浆演化而成；岛弧火山岩源于岛弧拉斑质和岛弧钙碱性两种不同的母岩浆，它们沿着两个不同的趋势演化（图 5-55），然而所显示的演化趋势在其根部相连，反映这两个系列岩浆在成因上相互联系，可能是同一原生岩浆在不同条件下（如氧逸度差异等）演化而来的。本区洋中脊拉斑玄武岩稀土配分型式为轻稀土亏损型，$(Ce/Yb)_N$ 比值很低，表明该系列岩浆可能产生于地幔较高程度的部分熔融作用。而岛弧拉斑及岛弧钙碱系列火山岩不相容元素含量相对较高，稀土配分型式均为轻稀土富集型，暗示该两个岩浆系列可能是地幔低程度熔融事件的产物。

Saunders（1984）指出，较高程度部分熔融产生的岩浆产物火山岩的稀土分

异型式在很大程度上反映了岩浆源区的特点，强不相容元素由于它们在部分熔融和分离结晶过程中始终富集于液相之中，其比值也反映了岩浆源区特征。Ewart和Hawkesworth.（1987）认为大离子半径（LIL）元素和高场强（HFS）元素之间的比值都将反映岩浆源区的特点。本区火山岩普遍受到强弱不等的蚀变、变质作用影响，其大离子半径元素变化较大；而稀土高场强元素变化较小。因此，高场强元素与稀土元素之间的比值将反映本区岩浆源区特点。Nb、Zr、Nd三个元素无论在岩浆的演化过程还是后生蚀变、变质过程，其比值变化都很小。从表5-11中可以看到，本区洋中脊拉斑玄武岩Zr/Nb、Zr/Nd比值及Nb、Nd、Zr含量与世界典型MORB很接近，差异相对较小，这表明其起源条件与典型MORB有相当的类似之处。另外，该系列岩浆是源区高程度熔融作用的产物，演化形成的火山岩 $(Ce/Yb)_N$ 比值（0.33～1.01）在很大程度上反映了源区的特点，这意味着岩浆源区的轻稀土是相对亏损的。本区岛弧拉斑系列火山岩和岛弧钙碱系列火山岩，Zr/Nb比值以及Nb、Nd、Zr含量与亏损地幔和MORB等均不相同，而大体上处在俯冲组分与地壳之间，而其Zr/Nd比值比地壳更大，介于俯冲组分与亏损地幔之间。这表明本区岛弧火山岩浆的起源可能是一个十分复杂的过程，并不能直接地、简单地起源于亏损地幔；而与俯冲组分关系密切，并且可能受到陆壳的混染作用。它可能是俯冲消减的洋壳下插到一定深度、向楔形地幔区释放出富含不相容元素的流体，使其产生交代富集，楔形地幔产生较低程度的部分熔融作用的产物，这种岩浆在向上迁移的过程中受到了地壳同化混染作用的一定影响。

表5-11　火山岩Nb、Nd、Zr含量及其比值对比表（$\times10^{-6}$）

Table 5-11　Characteristics of the Nb, Nd, Zr for the volcanic rocks（$\times10^{-6}$）

	Nb	Nd	Zr	Zr/Nb	Zr/Nd
本区MORB	5.13	6.62	66.25	12.91	10.01
本区IAT	8.55	11.54	93.75	10.96	8.12
本区CA	10.02	19.58	138.89	13.86	7.09
本区蛇纹岩	4.00	1.27	14.33	3.58	11.28
MORB*	3.5	8.79	90	25.7	10.23
亏损地幔橄榄岩*	0.27**	0.544	5	18.5	9.2
俯冲组分*	1.55***	8	21.6	13.9	2.7
地壳****	20	28	165	8.25	5.9

*据Ewart and Hawkesworth，1987；**据Wasson，1985；***据Henderson，1982；****据Hole et al.，1984。

三、岩石系列、组合与岛弧的发展与演化

弧火山活动是洋壳板块俯冲作用的结果。随着俯冲作用的发生、发展与演

化，岛弧也将经历一个由不成熟→半成熟→成熟的演化过程。不成熟岛弧地壳是薄且铁镁质的，或者可以认为是一种大洋型地壳；而成熟岛弧的地壳则是厚且相对偏长英质的，可称为大陆型地壳；大陆边缘火山岩弧（如 Andes）常具有大陆型地壳，与成熟岛弧大陆型地壳类似或更厚，从这个角度而言，它们可以近似地看作成熟的岛弧或代表比成熟岛弧更高的演化阶段。随着岛弧的产生与演化，火山岩逐渐堆积并达地壳厚度，火山岩的平均成分逐渐向长英质的和富钾方向演化，火山岩逐渐由以拉斑系列为主演化为以钙碱系列为主。随着岛弧的进一步演化，花岗质岩石开始产出，花岗质岩石与蛇绿质岩石的比例增加；同时，钙碱系列岩石与拉斑系列岩石比例也增加。当岛弧成熟度很高时，蛇绿岩消失，而钙碱系列岩石与拉斑系列岩石比值接近或更高，并可能出现高钾系列（钾玄岩）岩石。因此，考察不同时期弧火山岩的岩石组合和系列变化，将是判别岛弧成熟度及其演化的重要途径。

分布在勉县—略阳地区的岛弧火山岩绝大多数为基性岩和中性岩，中酸性岩所占比例不高，在我们的分析结果中，中酸性英安岩类主要见于巴山弧形构造上下高川（五里坝、台子坪）。弧火山岩可区分为拉斑和钙碱两个系列，拉斑系列火山岩主要岩石类型为拉斑玄武岩和玄武安山岩，它们在 AFM 图上显示一定的富铁趋势，并由富铁而后转变为富碱（富硅）趋势。岛弧钙碱系列火山岩占优势的岩石类型为安山岩类，其次为少量英安岩，它们不具富铁趋势，而表现为单一的富硅（富碱）趋势。本区火山岩中至今未发现有代表成熟岛弧的富钾质（钾玄岩）火山岩类。从而表明，勉略缝合带岛弧的成熟度并不高，岩石组合类型代表一种低成熟—半成熟的岛弧类型。

四、超镁铁质岩类型及其构造意义

世界典型蛇绿岩中的变质橄榄岩主要有两种岩石类型（Coleman，1977），即方辉橄榄岩和纯橄榄岩。在几乎所有的典型蛇绿岩中，方辉橄榄岩是主要的岩石类型，在某些实例中，纯橄榄岩可以是主要的。勉略蛇绿岩带中超镁铁质岩属上地幔变质橄榄岩类型，主要为方辉橄榄岩并有少量纯橄榄岩。按常量元素可将地幔橄榄岩划分为弱亏损型和强亏损型，前者 Al_2O_3 和 CaO 含量均为 1.3%～3.5%，Mg/(Mg+Fe) 为 88～90；后者 Al_2O_3 和 CaO 均小于 1.3%，Mg/(Mg+Fe) 为 90.5～91.1（鄂莫岚，1987）。按此划分，本区超镁铁质岩主要应为强亏损型地幔岩。从稀土元素特征来看，四个蛇纹岩中有三个为轻稀土弱亏损型，一个为轻稀土富集型。稀土元素在地幔岩中主要赋存在石榴石和单斜辉石中，少量赋存于斜方辉石和橄榄石中。因此，随着部分熔融程度的提高，残留地幔橄榄岩的稀土丰度将降低，并且应更明显地亏损轻稀土，其他不相容元素亦应明显亏损。然而，本区超基性岩中部分强不相容元素强烈富集（K、Rb、Ba 等）。常量元素、

稀土元素与微量元素地球化学特征所反映的这一矛盾现象可能暗示，古地幔在经历较高程度的部分熔融之后，又经历了富含强不相容元素的流体的交代富集事件，从而造成变质橄榄岩相对富集强不相容元素的特征。

五、关于MORB的性质

本区轻稀土亏损型的拉斑玄武岩，其常量元素、次要元素、微量元素等一系列特征均显示了典型的洋中脊拉斑玄武岩的特征，在一系列微量元素构造环境判别图上，它们都具有比较一致的投影区位置，即大多位于MORB区内，其N-MORB标准化微量元素分布型式除K、Rb、Ba三个元素外，其他基本与N-MORB平行。因此，我们认为它们应为来自亏损的软流圈地幔，产于与消减作用无关的拉张构造环境，应为蛇绿岩的组成部分之一。

六、关于蛇绿岩的类型

近年来，对蛇绿岩形成的构造环境的认识已趋向于多元化，除洋中脊外，在岛弧、边缘海等构造环境也可形成蛇绿岩。蛇绿岩套中的火山杂岩的岩石地球化学特征在一定程度上可以判别其形成的构造环境。据此，都城秋穗提出蛇绿岩的分类为：I类蛇绿岩形成于岛弧环境，其特征是同时伴生大量钙碱系列和拉斑系列的火山岩；II类蛇绿岩产于洋中脊，其特征是仅伴生拉斑系列火山岩。这两类蛇绿岩套在稀土和痕量元素地球化学特征上也有区别（Miyashiro，1975）。

勉略缝合带中与蛇绿岩组合有关的主要岩石组合单元有：变质橄榄岩-堆晶辉长岩，辉长岩-辉绿岩墙群-洋中脊拉斑玄武岩-岛弧拉斑玄武岩-岛弧钙碱系列火山岩。一般来说，蛇绿岩中的堆晶-侵入杂岩、席状岩墙群和上覆的枕状熔岩代表了一套具有成因联系的岩石组合。但是，由于地幔源区成分的不均一性、亏损程度和部分熔融的程度不同、岩浆演化程度不同以及岩浆同化地壳易熔组分的程度不同，所谓蛇绿岩组合中“三位一体”的最初概念在实际上要复杂得多，特别是许多蛇绿岩往往产于复杂的造山带地区。在整个造山带形成过程中，往往会使不同时代、不同地块的火成岩混杂在一起，从而增加了蛇绿岩研究工作的难度，使蛇绿岩组合中各岩石单元之间的关系更为复杂多样化。事实上勉略缝合带现今已成为一个蛇绿构造混杂带，不同组合类型的岩石单元大多以构造块体的形式存在和出现。因此，笔者认为，从目前获得的研究资料看，勉略地区可能存在两种不同类型的蛇绿岩组合，即岛弧型蛇绿岩和MORB（大洋）型蛇绿岩。

七、结　论

勉（县）—略（阳）蛇绿构造混杂带主要岩石组合单元为变质橄榄岩-辉长岩、堆晶辉长岩-辉绿岩墙群-洋脊拉斑玄武岩-岛弧拉斑系列火山岩-岛弧钙碱系列火山岩。变质橄榄岩以方辉橄榄岩和纯橄榄岩为主，辉长岩与辉绿岩墙群具同源岩浆分异演化的地球化学特征。洋脊拉斑玄武岩来自亏损的软流圈地幔的较高程度平衡部分熔融，指示古生代中期—早中生代期间秦岭与扬子之间存在一个古洋盆。岛弧火山岩岩石组合指示一个不成熟—半成熟的岛弧类型，起源于楔形地幔的低程度部分熔融作用。总之，从地球化学特征和火山岩、蛇绿岩岩石构造组合类型综合表明，该带是一个印支期最终封闭，具洋脊蛇绿岩、岛弧火山岩以及岛弧蛇绿岩残片等复杂构成的蛇绿构造混杂带。

第六章　巴山弧两河—饶峰—五里坝岛弧岩浆岩带

第一节　区域地质概况

勉县—略阳蛇绿构造混杂带向东与巴山弧相连，在巴山弧形构造带的两河—饶峰—石泉—高川—五里坝区段残存有一构造混杂带。在巴山弧的两河—饶峰—石泉—高川—五里坝构造带西侧，分布有原西乡群孙家河组火山岩。在早期研究中人们把它及与其共生的变质岩、岩浆岩统称为汉南杂岩，并将其划归为扬子地台前寒武系基底。王宗起等（1999）研究结果表明，西乡群孙家河组上、中、下各段火山岩所夹泥、硅质岩层中均含有放射虫化石，时代为晚泥盆—晚石炭世。这一重要发现对南秦岭地区传统地质认识提出了质疑。因此，重新分析和精确厘定孙家河组火山岩形成的大地构造环境，对于重新认识该套火山岩的大地构造归属具有重要意义。我们在实际地质调查和新获得的地球化学分析资料的基础上，将对孙家河组火山岩形成的大地构造环境进行讨论。

区内岛弧火山岩大多受到轻微的蚀变和微弱的变质作用影响，主要表现为暗色矿物的绿泥石化和斜长石类矿物的帘石化和绢云母化。其中两河岩片分布在巴山弧汶水河两岸，夹持在泥盆系、石炭系地层和岩体之间，宽约100～300m，长约3～5km，为一套明显遭剪切变形的双峰式火山岩组合，包括基性玄武质火山岩和酸性浅色英安流纹质火山岩。饶峰岩片分布在饶峰镇西侧，为一套浅变质的安山质火山岩组合，镜下见变余斑状结构，基质已发生重结晶，由长英质微细晶粒组成。五里坝岩片分布在五里坝东南侧，夹持在泥盆系、石炭系和二叠系地层之间，宽约50～600m，长约6～8km，其岩石组合与两河岩片十分类似，为一套弱变质玄武-英安流纹质双峰式火山岩。孙家河组火山岩主要岩石类型为中酸性—中基性火山碎屑岩以及玄武质-安山质火山熔岩。火山熔岩类主要为灰绿色、褐紫色玄武岩、褐紫色安山岩以及少量杂色英安岩和流纹岩，为一套低绿片岩相浅变质火山岩系。我们在两河、饶峰、五里坝和孙家河岩区分别沿垂直火山岩走向的剖面上在各岩片中采集一组系统样品，并经镜下观察，挑选无后期交代脉体贯入的火山岩进行了常量、微量和稀土元素的系统测试。结果表明，它们均形成于典型的火山岛弧和弧内裂隙的大地构造环境。

由于中新生代陆内逆冲推覆及多次构造变形的叠加改造以至于变形变位而呈透镜状残块出露于巴山弧型断裂带内，具有复杂的物质组成。剪切叠置的不同时期、不同性质的火山岩及沉积岩等构造岩块或岩片，共同构成巴山弧形构造带内这一明显的构造混杂岩带。该构造混杂带由两河经饶峰、石泉至高川、五里坝

(图 6-1)，由多条断裂为骨架，内部组成包括众多不同类型构造岩块及变质玄武岩、辉长岩和少量超基性岩岩块。它位于秦岭—大别微板块的南部边缘，将秦岭—大别造山带与扬子地块分开。本区扬子板块北缘除缺失部分泥盆—石炭纪地层外，寒武—三叠系均为稳定台地型建造。秦岭微板块内部的震旦系和古生界与中生界三叠系地层基本连续，仅有局部性间断或超覆性不整合，但建造类型和岩石组合与扬子板块北缘截然不同。构造混杂带内泥盆—石炭系由陆缘冲积扇沉积体系直接过渡为浊积岩、钙屑浊积岩及硅质岩沉积，与两侧有明显差异。两河、饶峰及五里坝火山岩以构造岩片的形式卷入该构造带内（图 6-1)。

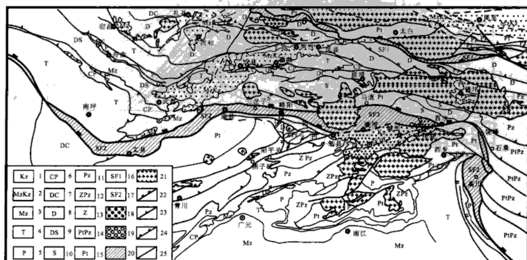


图 6-1　勉略缝合带及邻区构造略图

Fig. 6-1　Sketch map of the tectonic unit of the Mianlue ophiolite belt

1. 新生代；2. 中新生代；3. 中生代；4. 三叠系；5. 二叠系；6. 石炭—二叠系；7. 泥盆—石炭系；8. 泥盆系；9. 志留—泥盆系；10. 志留系；11. 古生界；12. 震旦系—古生界；13. 震旦系；14. 元古界—古生界；15. 元古界；16. 商丹缝合带；17. 勉略缝合带；18. 中新生代；19. 新生代；20. 古缝合带；21. 花岗岩；22. 缝合带边界；23. 主要逆冲推覆断裂；24. 逆冲断层；25. 一般断层

第二节　两河口双峰式火山岩

一、区域地质及岩石学特征

两河火山岩岩片分布在汶水河两岸，呈宽约 50～200m、长约 3～5km 的两条火山岩构造岩片（图 6-2)。野外观察表明，火山岩与混杂带内寒武、志留及泥盆—石炭系地层、岩体均为构造接触，界面为北倾的逆冲推覆构造带。

火山岩岩性变化不大，层序清楚。下部为深色块状玄武岩，上部为玄武岩与浅色英安岩、流纹岩互层，英安岩和流纹岩所占比例不大，呈薄层状与玄武岩层

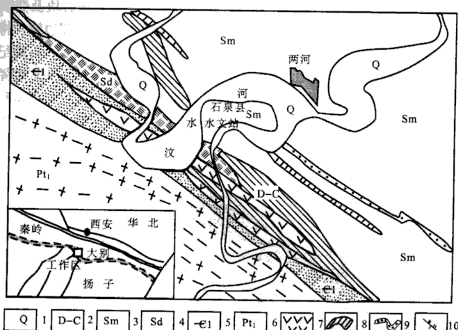


图 6-2 两河地区地质构造简图

Fig. 6-2 Sketch geological and structure map of the Lianghe area

1. 第四系砂砾沉积；2. 泥盆—石炭系中细粒石英闪长岩；3. 志留系梅子垭岩组：片岩及结晶灰岩；4. 志留系大贵坪岩组：硅质岩及含炭硅质岩；5. 寒武系鲁家坪岩组：灰岩、钙质片岩、千枚岩；6. 元古代花岗片麻岩套；7. 两河双峰式火山岩片；8. 大理岩、结晶灰岩条带；9. 变质砂岩；10. 混杂带边界断裂

交替出现，浅色层单层大多厚 10～20cm，个别厚达 40cm，最薄的仅 3～5cm，并见有流纹构造。两河地区两条火山岩岩片岩石类型及岩性组合完全相同（图 6-3），玄武岩与英安岩、流纹岩的互层关系表明它们应为同时代岩石组合，

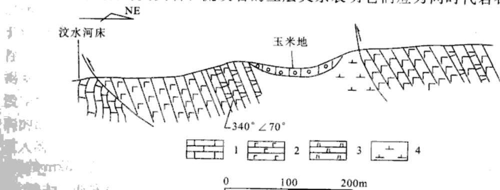


图 6-3 两河地区火山岩地质剖面图

Fig. 6-3 Geological profile of the volcanic rocks in Lianghe area

1. 石灰岩；2. 深色玄武岩；3. 英安岩和流纹岩；4. 中细粒石英闪长岩

且玄武岩所占比例较大，英安岩和流纹岩出露较少。玄武岩镜下可见斑状结构和无斑隐晶结构两种类型，对于斑状结构的岩石，斑晶含量低，主要斑晶矿物为具有聚片双晶的基性斜长石和自形—半自形的辉石颗粒，斜长石斑晶有明显的帘石化及绢云母化，辉石斑晶的边缘大多绿泥石化，部分颗粒已全部蚀变为绿泥石。岩石基质为间粒结构，由斜长石微晶和辉石、磁铁矿小颗粒组成，辉石小颗粒大多已绿泥石化，但仍可见部分新鲜的辉石小颗粒。英安、流纹岩类可见明显的剪切片理化现象，矿物具明显定向性排列，基质已发生结晶。岩石总体为斑状结构，斑晶为正长石和具细密聚片双晶的酸性斜长石，岩石隐约可见流纹构造，并见流纹绕过斑晶的现象。暗色矿物主要为黑云母，均已绿泥石化，副矿物见有磁铁矿和锆石。基质为霏细结构—微晶结构，由长英质微细晶粒组成。

我们的样品采自石泉县水文站南侧，汶水河北岸，沿垂直火山岩岩片走向方向采集一组系统样品，并经镜下观察，挑选较新鲜的玄武岩和英安岩、流纹岩进行了室内分析。结果表明，该组火山岩应为弧内裂陷的岩浆活动产物，形成于弧间盆地的大地构造环境。

二、火山岩系列与组合

两河火山岩岩片主要岩石类型为玄武岩和英安、流纹岩（图 6-4），其化学

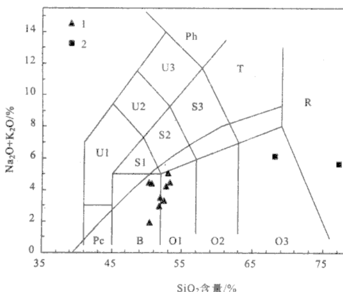


图 6-4 两河火山岩 TAS 分类图解（据 Le Bas，1986）

Fig. 6-4 TAS diagram of the volcanic rocks from Lianghe area

Ph. 响岩；U3. 碱玄质响岩；U2. 响岩质碱玄岩；U1. 碧玄岩、碱玄岩；Pc. 苦橄玄武岩；B. 玄武岩；S1. 粗面玄武岩；S2. 玄武粗安岩；S3. 粗安岩；T. 粗面岩；R. 流纹岩；O1. 玄武安山岩；O2. 安山岩；O3. 英安岩；1. 本区玄武岩类；2. 本区英安流纹岩类

成分及微量元素和稀土元素分析结果列于表 6-1 中。从表中可以看到，本区玄武质岩石 H_2O 含量（H_2O^+ + H_2O^-）大多在 1.70%～3.97%之间，平均为 3.21%，表明本区基性火山岩遭受过一定的蚀变作用并可能受到过微弱的变质作用影响，这与显微镜下的薄片观察结果是一致的。这种蚀变及微弱变质作用可能影响到部分活泼元素（如 K、Na、Cs、Rb、Sr 等）的地球化学行为，我们将重点对那些不活动元素（如 Nb、Ta、Zr、Hf、Th、REE、Ti 等）进行元素地球化学讨论。

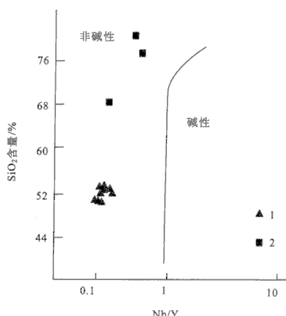


图 6-5　两河火山岩 SiO_2-Nb/Y 图解
（据 Winchester and Floyd，1977）
Fig. 6-5　SiO_2-Nb/Y diagram
1. 本区玄武岩类；2. 本区英安流纹岩类

Nb、Y 均为不活动痕量元素，较少受到蚀变和变质作用的影响。对于碱性（alkaline）和非碱性（nonalkaline）系列火山岩，其 Nb/Y 值的区间范围十分稳定，尤其对于基性、中基性和中酸性火山岩，其碱性和非碱性系列的区分主要取决于 Nb/Y 值，而较少受到 SiO_2 含量变化的影响。因此，SiO_2－Nb/Y 图解可以有效地区分变质/蚀变火山岩的系列。我们获得的玄武岩样品和英安岩、流纹岩样品均落入非碱性区（图 6-5），说明本区火山岩属非碱性系列。由于亚碱性钙碱系列和亚碱性拉斑系列这两个系列岩浆演化趋势是截然不同的，变质和蚀变作用只能使其演化趋势变得模糊，而不能改变之。因而，对于它们的区分，一般的岩浆系列判别图解仍然适用。AFM 图解（图 6-6）表明，本区玄武岩类均属拉斑系列火山岩，具明显的富铁趋势，即随 MgO 的降低，Fe_2O_3 和 FeO 迅速升高；而英安岩、流纹岩类属钙碱性系列，具有明显的富碱趋势。上述分述结果表明，两河火山岩由拉斑系列玄武岩类和钙碱系列英安流纹岩类共同组成。

本区基性岩类 SiO_2 含量稳定，介于 50.28%～53.28%之间，变化不大，平均为 51.89%，属玄武岩 SiO_2 含量范畴。Fe_2O_3、FeO、MgO 含量高，且绝大多数样品 FeO ＞ Fe_2O_3。TiO_2 含量介于 0.87%～1.47%之间，平均为 1.19%，就

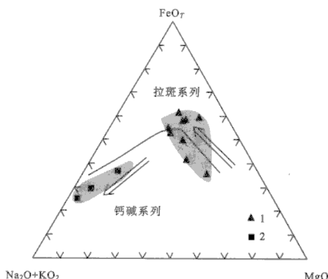


图 6-6 两河火山岩 AFM 图解

Fig. 6-6 AFM diagram of the volcanic rocks from Lianghe area

1. 本区玄武岩类；2. 本区英安流纹岩类

表 6-1 两河口火山岩的主元素（%）和微量元素（10^{-6}）分析结果

Table 6-1 Major（%）and trace element（10^{-6}）analyses of volcanic rocks from Lianghe area

编号	QL-01	QL-03	QL-04	QL-06	QL-09	QL-11	QL-12	QL-14	QL-08	QL-10	QL-15	QL-13
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩
SiO_2	53.28	52.55	51.96	50.78	50.28	53.04	50.46	51.88	52.81	68.25	77.37	80.75
TiO_2	0.87	1.47	1.36	1.18	0.90	1.19	1.13	1.35	1.23	0.68	0.39	0.34
Al_2O_3	16.02	14.82	14.90	15.90	15.30	15.38	14.36	14.64	15.20	13.54	9.60	7.63
Fe_2O_3	4.59	6.58	5.62	4.91	3.59	5.93	5.84	5.23	4.26	2.86	1.85	1.46
FeO	3.79	6.48	6.77	6.10	5.23	6.48	5.90	6.52	5.66	1.87	0.96	0.72
MnO	0.24	0.29	0.26	0.24	0.16	0.32	0.27	0.29	0.25	0.19	0.07	0.07
MgO	6.51	4.39	5.07	6.06	10.59	4.59	5.65	4.93	4.13	1.53	0.58	0.33
CaO	8.86	6.26	6.87	8.13	6.09	4.27	9.83	7.93	7.93	2.93	2.10	1.62
Na_2O	3.78	3.26	2.80	3.54	3.18	4.65	1.91	2.69	2.74	4.71	3.73	4.24
K_2O	0.69	0.03	0.67	0.85	1.29	0.43	0.03	0.26	1.51	1.38	1.90	1.39
P_2O_5	0.10	0.21	0.21	0.16	0.11	0.15	0.21	0.16	0.33	0.19	0.08	0.21
H_2O^+	1.49	3.06	2.87	2.30	2.54	3.45	3.66	3.53	3.17	1.22	1.08	0.68
H_2O^-	0.21	0.31	0.26	0.28	0.41	0.40	0.31	0.29	0.34	0.21	0.14	0.15
Total	100.43	99.71	99.62	100.43	99.67	100.28	99.56	99.70	99.56	99.56	99.85	99.59
Hf	5.14	4.64	2.18	3.75	3.21	4.25	3.44	4.45	4.31	8.71	1.15	2.19
Ta	0.20	0.23	0.33	0.18	0.14	0.20	0.14	0.24	0.24	0.53	0.18	0.48
W	0.40	0.46	0.59	0.54	1.88	0.46	0.79	0.25	0.98	0.74	0.84	0.44

续表

编号	QL-01	QL-03	QL-04	QL-06	QL-09	QL-11	QL-12	QL-14	QL-08	QL-10	QL-15	QL-13
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩
Pb	3.10	7.60	5.10	1.50	1.60	3.90	7.20	9.60	6.00	4.30	3.40	1.10
Th	0.43	1.01	0.88	0.85	1.16	1.32	0.61	1.61	0.75	1.39	9.03	6.60
U	0.11	0.21	0.25	0.22	0.27	0.33	0.13	0.30	0.22	0.45	1.16	0.72
Sc	34.5	33.8	36.6	37.2	26.0	32.0	34.2	33.3	29.6	15.0	3.00	5.50
V	176	359	342	302	221	252	310	319	267	72.7	50.3	51.6
Cr	105	40.1	65.6	171	634	43.5	107	61.3	77.7	47.9	26.3	27.9
Co	35.3	40.3	37.3	43.6	48.1	40.9	41.1	47.7	29.9	8.30	3.40	2.70
Ni	47.8	19.5	32.7	44.9	236	19.2	36.6	24.5	21.7	15.4	8.00	7.10
Cu	39.4	42.9	60.9	55.5	68.9	29.4	57.6	46.7	42.6	11.1	9.20	11.0
Zn	163	131	116	96.2	80.0	165	105	131	213	126	28.2	21.8
Ga	17.5	20.9	20.0	18.5	16.8	21.3	20.5	19.8	19.5	18.1	13.1	13.8
Rb	17.2	1.30	16.1	24.0	44.0	11.6	1.50	5.20	36.8	29.4	26.3	17.5
Sr	319	671	458	331	362	259	672	543	344	254	116	82.3
Y	28.7	33.5	33.5	27.1	18.5	32.0	24.9	33.6	28.8	90.8	15.2	21.6
Zr	189	163	66.3	124	99.1	141	119	153	155	279	28.7	59.7
Nb	3.60	4.20	5.20	2.70	2.20	3.60	2.70	3.90	4.20	12.8	4.80	5.70
Mo	0.29	0.64	2.30	0.64	0.26	0.28	0.67	0.34	0.23	0.57	0.58	0.77
Sn	2.32	1.61	1.53	1.16	1.13	1.50	0.81	1.20	1.18	2.83	1.73	1.55
Cs	0.38	0.09	0.34	0.53	0.98	0.32	0.08	0.17	0.65	0.80	0.87	0.57
Ba	282	5089	651	230	309	205	94.9	370	407	437	892	593
La	11.6	15.8	18.5	9.20	11.1	15.5	10.3	13.7	13.4	26.6	21.7	24.4
Ce	26.3	36.4	41.5	20.9	25.5	34.4	23.1	32.6	30.1	65.6	39.8	52.7
Pr	3.67	5.08	5.19	3.10	3.49	4.89	3.33	4.58	4.29	9.83	4.44	6.51
Nd	16.8	20.2	21.7	14.2	14.9	19.9	14.4	19.1	16.1	43.9	14.4	20.7
Sm	4.15	5.51	5.21	3.58	3.21	4.89	3.72	4.80	4.02	11.6	2.64	4.28
Eu	1.72	1.94	1.59	1.35	1.20	1.57	1.31	1.65	1.46	2.01	1.35	1.34
Gd	4.58	5.55	5.48	4.18	3.48	5.19	3.98	5.31	4.65	12.7	2.59	4.17
Tb	0.76	0.87	0.91	0.73	0.53	0.81	0.65	0.86	0.73	2.13	0.37	0.60
Dy	4.86	5.69	5.78	4.47	3.32	5.18	4.23	5.38	4.82	14.7	2.27	3.62
Ho	0.96	1.10	1.10	0.89	0.64	1.05	0.84	1.10	0.94	2.94	0.50	0.73
Er	3.02	3.68	3.73	2.86	1.94	3.27	2.71	3.68	3.27	9.99	1.57	2.38
Tm	0.43	0.50	0.54	0.40	0.27	0.48	0.39	0.51	0.44	1.38	0.23	0.35
Yb	2.83	3.23	3.38	2.52	1.73	3.02	2.58	3.14	2.73	8.33	1.50	2.31
Lu	0.42	0.46	0.49	0.38	0.25	0.47	0.35	0.46	0.40	1.12	0.21	0.35

注：SiO_2—H_2O^- 由中国科学院贵阳地球化学研究所湿法分析；其余由中国科学院贵阳地球化学研究所 ICP-MS 法分析。

TiO_2 含量而言，本区玄武岩类介于典型的洋脊拉斑玄武岩（1.5%）和典型的活动大陆边缘及岛弧拉斑玄武岩（0.83%）之间（Pearce，1983），具特殊的过渡性地球化学特征。而本区英安流纹岩类则具有高 SiO_2% 含量（68.25%～80.75%，平均为 75.46%）、低 TiO_2 含量（0.34%～0.68%，平均为 0.47%），以及 Fe_2O_3 +FeO、MgO 含量低的地球化学特点。

三、火山岩稀土元素地球化学

分析结果（表 6-1）表明，本区玄武岩稀土总量较低，一般在（90～150）$\times10^{-6}$之间，平均为 117.87 $\times10^{-6}$，轻重稀土分异不明显，ΣLREE/ΣHREE 十分稳定，在 1.20～1.94 之间变化，平均为 1.52；岩石 $(La/Yb)_N$ 介于2.62～4.60 之间，平均为 3.42；$(Ce/Yb)_N$ 大多介于 2.30～4.09 之间，平均为 3.01；δEu 趋近于 1，且十分稳定，变化很小，平均为 1.03，表明岩石基本无 Eu 异常。本区英安流纹岩类稀土总量较高，且变化大，在（108.77～303.60）$\times10^{-6}$之间，平均为 186.14$\times10^{-6}$，有较弱的轻重稀土分异，ΣLREE/ΣHREE 平均为 2.53；岩石 $(La/Yb)_N$ 介于 2.29～10.38 之间，平均为 6.75；$(Ce/Yb)_N$ 介于 2.19～7.37 之间，平均为 5.30；岩石 δEu 变化大，样品 QL10 具负 Eu 异常（δEu＝0.50），样品 QL13 基本无铕异常（δEu＝0.96），而样品 QL15 则具有正铕异常（δEu＝1.56）。

在球粒陨石标准化稀土配分图上（图 6-7），本区玄武质岩石表现为一组较为平滑的右倾负斜率轻稀土弱富集型配分曲线，Eu 处无异常。而英安流纹岩类则具有略强的轻重稀土分异，轻稀土部分负斜率较大，而重稀土部分负斜率小，曲线较为平缓，Eu 处由正异常→无异常→负异常。值得注意的是，本区玄武岩与流纹岩的稀土丰度和曲线很接近（图 6-7），这表明玄武岩和流纹岩并非同源岩浆分异演化的产物。因为，若流纹岩与玄武岩为共源岩浆系列，则流纹岩的稀土总量应当明显高于玄武岩类，且它们的稀土分布将显示递进演化的规律性变化，流纹岩通常有明显的负铕异常；而本区流纹岩无铕异常或为正铕异常。另外，本区英安岩的稀土丰度较流纹岩高（图 6-7），且具负铕异常和平坦型配分型式，而流纹岩则为轻稀土富集型。稀土特征暗示，本区玄武岩、英安岩和流纹岩三种岩性不是同源岩浆分异演化的产物，尽管它们在空间上密切相伴，且为同时代产物；然而它们的岩浆源区深度和源区物质组成应有明显不同，应为中下地壳和上地幔不同深度和压力条件下局部熔融的产物。这表明，本区火山岩组合的成因及构造环境有其特殊性，不同于通常的大陆裂谷双峰式火山岩组合。

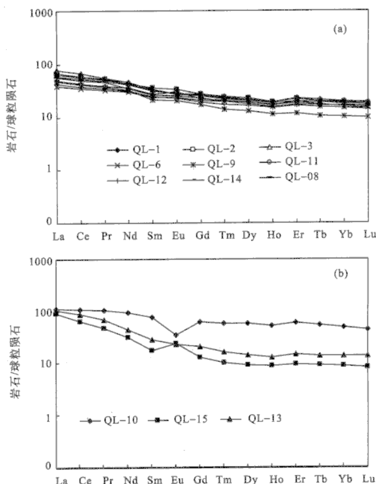


图 6-7 稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 6-7 Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns

(a) 玄武岩类；(b) 英安流纹岩类

四、火山岩微量元素地球化学

微量元素的原始地幔标准化图解显示，本区玄武质岩石不相容元素具有以下特点（图 6-8a）：有明显的 Nb、Ta 谷，Nb＜ La，表明了显著的 Nb、Ta 相对亏损；有元素 Ba 的峰，显示了 Ba 的相对富集，这是岛弧火山岩的典型地球化学特征（Francalanci et al.，1993）；同时，低 Th、U 特点也反映了该玄武岩浆体系可能受到了陆壳物质的混染；有弱的 Ti 谷，在所有样品中 Ti 都显示了微弱的相对亏损状态。而 Ce、N d、Hf、Zr、Sm、Tb、Y 等不活动痕量元素在图解中显示为较为平滑的右倾负斜率曲线，既无明显的相对亏损，也无显著的相对富集。本区玄武质岩石 Th＞Ta，Th/Ta 大多在 2.15～8.29 之间，平均为 4.78；

Nb< La，Nb/La 均小于 0.31；Th/Yb 介于 0.15～0.67 之间，平均为 0.35；Ta/Yb 介于 0.05～0.10 之间，且十分稳定，平均为 0.076。总体上仍然显示为岛弧火山岩的地球化学特征（Marlina and John，1999）。这与岩石在 Hf-Th-Ta 构造环境判别图解上所获得的判别结果是一致的（图 6-9）。

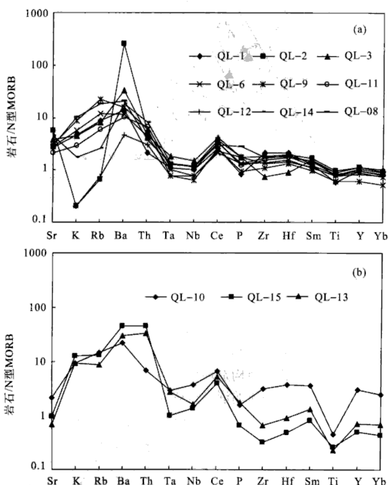


图 6-8 火山岩不相容元素原始地幔标准化配分型式

Fig. 6-8 Primitive mantle normalized trace element distribution patterns

（a）玄武岩类；（b）英安流纹岩类

本区英安质和流纹质岩石不相容元素谱系图（图 6-8b）总体显示为斜率不大的右倾模式，随元素不相容性的降低，富集度逐渐减弱。除此之外，岩石中依然保持了高 Ba，低 Th、U 特征和 Nb、Ta 的显著负异常，以及更强的 Ti 负异常。这表明本区酸性和基性两组火山岩具有十分相似的微量元素地球化学指纹。

Ta/Yb 主要与地幔部分熔融及幔源性质有关，Th 是不相容元素，它不像 K、Ba、Rb、Sr 等大离子亲石元素那样容易受到蚀变和变质作用的影响，对于

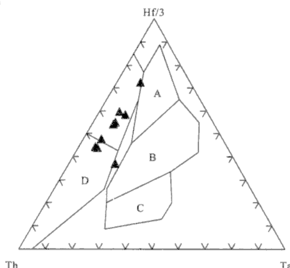


图 6-9 火山岩 Ta-Th-Hf/3 图解

Fig. 6-9 Ta-Th-Hf/3 diagram of the volcanic rocks from Lianghe area

A. 亏损型大洋中脊玄武岩；B. 富集型大洋中脊玄武岩及板内玄武岩；C. 板内碱性玄武岩；D. 岛弧玄武岩；▲本区玄武岩

鉴别火山岩（玄武岩）的源区特征有重要意义。本区玄武岩在 Th/Yb-Ta/Yb 图解中（图 6-10a）均位于 MORB/OIB 趋势线的上方，处在钙碱性区域与拉斑质区域的过渡部位，且十分靠近 MORB 区；这种特殊的地球化学指纹，表明该组玄武岩总体具有洋内岛弧的大地构造环境，与一个亏损的地幔源区有密切成因联系，但又受到了明显的陆壳物质的混染（张旗等，1995；Wilson，1989）。

本区玄武质岩石 Ti/Zr 值大多介于 27～120 之间，平均为 58.2；Ti/Y 比值较为稳定，介于 180～300 之间，平均为 248.4；而英安质和流纹质岩石具有较低的 Ti/Zr（15～80，平均为 43.4）和 Ti/Y 值（45～150，平均为 97.7）。Zr 和 Y 是蚀变及变质过程中十分稳定的不活动痕量元素，而火山岩中 Ti 丰度与火山岩源区物质组成及火山岩的形成环境有十分密切的关系（Pearce，1983）。因此，根据 Ti/Zr、Ti/Y 比值特征及 Ti/Zr、Ti/Y 图解（图 6-10b），同样可以证明本区英安质和流纹质岩石主要来自于壳源岩石的局部熔融，而本区玄武岩类除两个样品落在 MORB 型源区附近外，大多数样品投影点位于壳源与 MORB 型源区之间，说明这套玄武岩浆具有其特殊性，既带有洋内岛弧环境亏损地幔源区的地球化学烙印，又体现了明显的陆壳物质的参与（Herge et al.，1991）。

综合上述微量元素地球化学特征可以看出，两河火山岩以其高 Ba，低 Th、U，显著的 Nb、Ta 亏损和 Ti 的负异常为特征，充分表明它们应为一套岛弧型岩浆活动的产物（Marlina and John，1999；Wilson，1989）；且玄武质岩石的 Th/Yb-Ta/Yb 和 Ti/Zr-Ti/Y 不活动痕量元素组合特征，指示它们应来源于一

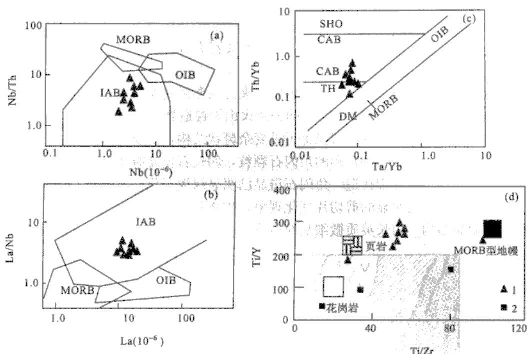


图 6-10　火山岩 Nb/Th-Nb（a）、La/Nb-La（b）、Th/Yb-Ta/Yb 和 Ti/Zr-Ti/Y 图解

（据 Pearce，1983；Herge et al. ，1991）

Fig. 6-10　The Nb/Th-Nb（a），La/Nb-La（b），Th/Yb-Ta/Yb and Ti/Zr-Ti/Y diagrams of the volcanic rocks

MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；IAB. 岛弧玄武岩；SHO. 钾玄岩系列；CAB. 钙碱系列；TH. 拉斑系列；DM. 亏损地幔；1. 本区玄武岩类；2. 本区英安流纹岩类

个洋内岛弧的大地构造环境，岩浆起源与一个亏损的地幔源区有直接成因联系，然而又显示了显著的陆壳物质参与的地球化学烙印。更值得注意的是，本区火山岩与典型的大陆边缘弧以安山质中性岩浆活动为特色的大地构造环境明显不同，而是以玄武质-英安流纹质火山岩组合为特色，缺乏中性岩类，从岩石类型和组合看，类似于双峰式火山岩套。表明它们是一套裂陷环境中的岩浆活动产物。然而，本区火山岩组合的稀土元素和痕量元素特征表明，它们与通常的大陆裂谷双峰式火山岩明显不同，玄武岩、英安岩和流纹岩三种岩类不具有同源岩浆分异演化的特征，而属于地壳和上地幔不同深度、不同压力和不同源区性质下局部熔融的产物。

第三节　饶峰安山岩

一、区域地质概况及岩石学特征

饶峰火山岩岩片分布在饶峰镇西侧，夹持在寒武及泥盆石炭系地层、岩体之间，呈宽约50～800m、长约5km的一条火山岩构造岩片，为一套明显剪切变形的安山质火山岩组合。安山岩镜下可见变余斑状结构，主要斑晶矿物为具有聚片双晶的斜长石和自形—半自形的角闪石颗粒，斜长石斑晶有明显的帘石化及绢云母化，并隐约可见环带构造，角闪石斑晶已明显绿泥石化，部分颗粒已全部蚀变为绿泥石。岩石见明显的剪切片理化现象，矿物具定向性排列，基质已发生重结晶，具微晶结构，由长英质微细晶粒组成。我们的样品采自饶峰镇西侧，沿垂直

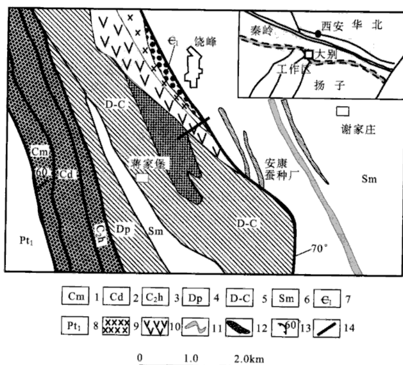


图6-11　饶峰地区地质构造简图

Fig. 6-11　Sketch geological and structure map of the Raofeng area

1. 石炭系马平组：灰岩、结晶灰岩夹少量泥岩；2. 石炭系大埔组：白云岩、灰岩及硅质白云；3. 石炭系展坡组：硅质岩、白云岩、结晶灰岩夹少量含碳泥质岩；4. 泥盆系上统潘龙山组：灰岩、板岩及片岩；5. 泥盆—石炭系中细粒石英闪长岩；6. 志留系梅子垭岩组：片岩及结晶灰岩；7. 寒武系鲁家坪岩组：灰岩、钙质片岩、千枚岩；8. 元古代花岗片麻岩套；9. 辉长辉绿岩；10. 饶峰火山岩片；11. 大理岩、结晶灰岩条带；12. 变质砂岩；13. 混杂带边界断裂；14. 取样剖面

火山岩岩片走向方向采集一组系统样品，并经镜下观察，挑选较新鲜的岩石样品进行了室内分析。饶峰火山岩的初步地球化学研究显示，该组火山岩具有岛弧型安山岩的基本特征，形成于大陆边缘弧的大地构造环境（图 6-11）。

二、火山岩系列及主成分变化趋势

饶峰火山岩化学成分及微量元素和稀土元素分析结果列于表 6-2 中。根据 SiO_2-（K_2O+Na_2O）图解（图 6-12）可以看出，本区火山岩均属亚碱性系列火山岩。SiO_2-Zr/TiO_2 图解被认为是划分蚀变、变质火山岩类型的有效图解（Winchester and Floyd，1977），从图 6-13 中可以看到，本区火山岩主体为一套亚碱性安山岩类。

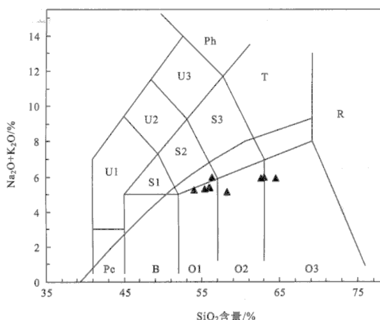


图 6-12 饶峰火山岩 SiO_2-(K_2O+Na_2O) 图解（据 Le Bas，1986）

Fig. 6-12 SiO_2-(K_2O+Na_2O) diagram of the volcanic rocks from Raofeng area

Ph. 响岩；U3. 碱玄质响岩；U2. 响岩质碱玄岩；U1. 碧玄岩、碱玄岩；Pc. 苦橄玄武岩；B. 玄武岩；S1. 粗面玄武岩；S2. 玄武粗安岩；S3. 粗安岩；T. 粗面岩；R. 流纹岩；O1. 玄武安山岩；O2. 安山岩；O3. 英安岩；▲本区火山岩

分析结果表明（表 6-2），本区安山岩具有以下岩石化学特征：SiO_2 含量变化较大，介于 54.16%～64.63%之间，平均为 58.56%。就其 SiO_2 含量而言，按 Gill（1981）的划分，属于高硅安山岩类。岩石 K_2O 含量较高，介于 1.32%～2.15%之间，平均为 1.65%，大多属于中钾安山岩类，少数样品为高钾安山岩区内，从而说明本区火山岩以中钾安山岩为主体。Fe_2O_3、FeO、MgO

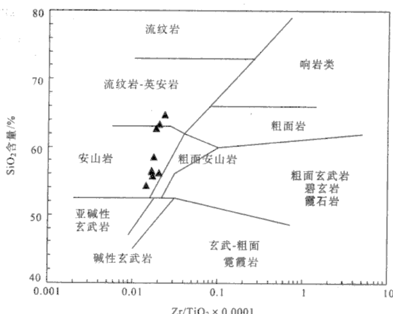


图 6-13 饶峰火山岩 SiO_2-Zr/TiO_2 图解（据 Winchester and Floyd，1977）

Fig. 6-13 SiO_2-Zr/TiO_2 diagram of the volcanic rocks from Raofeng area

▲本区火山岩

表 6-2 饶峰火山岩的主元素（%）和微量元素（10^{-6}）分析结果

Table 6-2 Major (%) and trace element (10^{-6}) analyses of volcanic rocks from Raofeng area

编号	QL16	QL17	QL18	QL19	QL20	QL21	QL22	QL23	QL24
岩性	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩
SiO_2	63.12	56.22	56.05	64.63	54.16	55.51	58.33	62.62	56.37
TiO_2	1.21	1.91	1.60	1.11	2.11	2.05	1.93	1.50	2.10
Al_2O_3	14.45	14.04	13.75	13.53	14.11	13.80	14.18	13.90	14.07
Fe_2O_3	4.37	6.29	6.48	2.88	3.98	4.03	4.08	3.89	3.84
FeO	2.95	6.09	6.24	4.75	9.11	8.40	7.32	4.94	9.63
MnO	0.18	0.23	0.24	0.14	0.18	0.16	0.17	0.18	0.20
MgO	2.18	3.34	3.25	2.55	3.24	3.42	2.97	2.70	2.50
CaO	1.49	2.83	2.98	0.93	2.31	2.33	1.16	1.73	2.30
Na_2O	4.73	3.90	3.68	4.60	3.79	3.82	3.27	4.18	3.90
K_2O	1.32	1.53	1.72	1.37	1.52	1.55	1.93	1.79	2.15
P_2O_5	0.25	0.17	0.20	0.13	0.16	0.18	0.18	0.15	0.19
H_2O^+	0.41	0.43	0.50	0.98	1.23	1.10	1.01	0.44	0.53
H_2O^-	3.66	3.34	3.02	2.00	4.55	3.45	3.90	1.63	2.42
Total	100.32	100.32	99.71	99.60	100.45	99.80	100.43	99.65	100.20
Sc	16.9	22.6	22.8	15.4	24.4	23.8	22.6	20.0	23.5
V	137	225	231	122	241	238	211	185	242
Cr	87.6	110	128	110	120	120	120	93.1	118

续表

编号	QL16	QL17	QL18	QL19	QL20	QL21	QL22	QL23	QL24
岩性	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩
Co	18.9	35.1	37.1	21.8	38.5	35.7	35.4	26.5	37.6
Ni	36.6	55.2	60.0	47.0	62.00	56.7	57.9	44.1	60.2
Cu	20.6	48.4	54.6	38.9	62.4	61.7	96.0	29.9	50.7
Zn	154	136	143	106	145	152	192	158	142
Ga	21.3	23.6	24.1	20.8	24.4	24.1	23.3	22.2	24.6
Rb	32.3	35.7	41.6	32.0	42.3	42.1	47.5	50.6	63.0
Sr	212	295	304	145	156	148	239	266	174
Y	31.8	48.4	46.7	36.2	53.3	47.9	36.9	41.9	51.3
Zr	244	316	319	253	296	341	329	274	344
Nb	17.6	30.9	26.4	20.3	31.8	32.6	30.7	24.9	33.4
Mo	0.36	0.69	0.33	0.64	0.59	0.42	0.46	0.51	0.73
Sn	2.54	3.25	3.00	2.81	3.83	4.06	2.74	2.97	3.25
Cs	0.76	0.90	1.09	1.67	2.46	1.93	1.37	3.25	3.28
Ba	851	879	972	626	563	589	966	671	623
Hf	7.91	9.82	10.1	6.97	8.51	10.9	10.5	8.81	11.1
Ta	1.18	2.11	1.78	1.45	2.21	2.16	2.06	1.65	2.24
W	1.17	2.14	1.89	1.83	1.78	1.97	1.23	0.75	0.88
Pb	4.80	6.40	7.60	3.70	7.70	5.50	7.80	5.80	6.10
Th	5.94	5.84	5.73	7.09	5.83	5.81	6.18	6.36	5.90
U	1.08	1.14	1.03	1.19	1.08	1.29	1.12	1.23	1.17
La	31.9	39.1	40.6	30.5	45.2	37.6	36.8	37.4	41.5
Ce	64.6	81.1	86.0	67.7	95.4	80.3	74.8	75.5	88.8
Pr	8.38	10.2	11.3	8.15	12.8	10.6	9.39	9.34	10.6
Nd	30.9	40.4	41.1	26.8	45.0	38.2	37.3	34.9	42.9
Sm	6.49	8.84	9.12	5.99	10.5	8.66	8.08	7.87	9.63
Eu	1.62	2.47	2.46	1.55	2.79	2.19	2.08	2.09	2.60
Gd	6.17	9.27	9.38	5.98	11.0	8.92	7.64	8.09	9.88
Tb	0.92	1.47	1.43	1.01	1.62	1.40	1.16	1.22	1.44
Dy	5.69	8.63	8.90	6.17	9.63	8.57	6.99	7.53	9.16
Ho	1.06	1.69	1.58	1.20	1.79	1.58	1.30	1.45	1.75
Er	3.37	5.00	4.72	3.92	5.35	4.96	4.02	4.44	5.44
Tm	0.48	0.65	0.63	0.56	0.67	0.67	0.57	0.59	0.71
Yb	2.67	3.97	3.47	3.29	3.98	3.69	3.40	3.32	4.24
Lu	0.34	0.45	0.40	0.47	0.44	0.46	0.43	0.45	0.50

注：SiO_2—H_2O^-由中国科学院贵阳地球化学研究所湿法分析；其余由中国科学院贵阳地球化学研究所 ICP-MS 法分析。

含量高，且绝大多数样品 Fe_2O_3 > FeO。与现代岛弧安山岩类相比（Gill，1981），本区中性岩类 Na_2O 明显偏高（介于 3.27%～4.73%之间，平均为 3.99%），而 CaO 明显偏低（介于 0.93%～2.98%之间，平均为 2.01%）。这可能与本区火山岩所经受的蚀变作用和轻微的低级变质作用有关。

三、火山岩稀土元素地球化学

分析结果（表 6-2）表明，本区安山岩类稀土总量较高，一般在（190～300）$\times 10^{-6}$ 之间，平均为 247.54×10^{-6}，轻重稀土分异明显；ΣLREE/ΣHREE 十分稳定，在 2.27～2.74 之间变化，平均为 2.45；岩石 $(La/Yb)_N$ 介于 6.65～8.57 之间，平均为 7.67；$(Ce/Yb)_N$ 大多介于 5.67～6.88 之间，平均为 6.22；δEu 十分稳定，变化很小，介于 0.76～0.83 之间，平均为 0.79，表明岩石具有弱的负 Eu 异常。在球粒陨石标准化稀土配分图上（图 6-14），本区安山质岩石表现为一组较为平滑的右倾负斜率轻稀土弱富集型配分曲线，Eu 处有弱的凹陷。

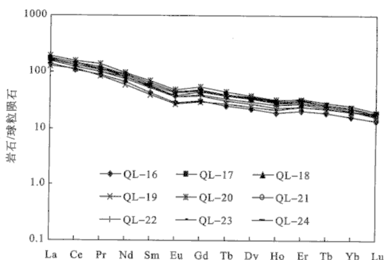


图 6-14　稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 6-14　Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns

四、火山岩微量元素地球化学

微量元素的原始地幔标准化图解显示，本区安山质岩石不相容元素具有以下特点（图 6-15）：有明显的 Nb、Ta 谷，Nb<La，表明了显著的 Nb、Ta 相对亏损；有元素 Ba 的峰，显示了 Ba 的相对富集，这是岛弧火山岩的典型地球化学特征（Francalanci et al.，1993）；而低 Th 特点可能反映了该岩浆体系源区的特

征；有显著的P负异常和弱的Ti谷，在所有样品中Ti都显示了微弱的相对亏损状态。本区安山质岩石Th>Ta，Th/Ta大多在2.63～5.03之间，平均为3.41；Nb<La，Nb/La均小于0.87；Th/Yb介于1.39～2.22之间，平均为1.74；Ta/Yb介于0.44～0.61之间，且十分稳定，平均为0.52。总体上仍然显示为岛弧火山岩的地球化学特征（Marlina and John，1999）。

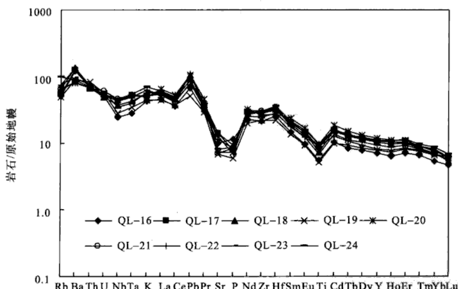


图6-15　火山岩不相容元素原始地幔标准化配分型式

Fig. 6-15　Primitive mantle-normalized trace element distribution patterns

微量元素组合特征是反映火山岩形成构造背景的有效途径，本区火山岩微量元素N-MORB标准化分配型式（图6-16）表明，总体而言曲线具有岛弧火山岩的分布型式，以K、Rb、Ba和Th的较强富集并伴有Ce和Sm的弱富集为特征；然而，相对于典型的岛弧钙碱性玄武岩（Pearce，1983），本区安山岩P含量较低，Zr和Hf含量较高。一般来说，在岩浆演化体系中，随着岩石SiO_2含量的增高，Zr和Hf呈升高的趋势，而P则呈降低的趋势。因此，岛弧安山岩中Zr和Hf略高，而P略低符合岩浆的正常演化趋势。这表明本区火山岩的微量元素配分型式，仍然反映了岛弧火山岩的特征。

Hf/3-Th-Ta图解是区分岛弧火山岩的一种较为有效的图解（Pearce，1983），岛弧火山岩相对于其他岩浆类型趋近于三角形的Th角。从图解(图6-17)中可以看到，本区火山岩大多数投影点位于岛弧区内或十分接近Th角的位置，这与岩石的微量元素分配型式所获得的判别结果是基本一致的。

本区安山质岩石Ti/Zr值大多介于26～43之间，平均为33.9；Ti/Y比值较为稳定，介于184～314之间，平均为236。Zr和Y是蚀变及变质过程中十分

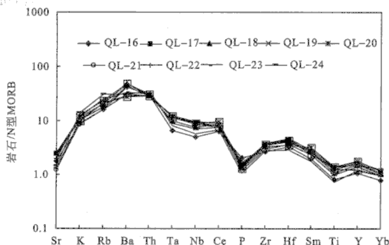


图 6-16 火山岩微量元素 N-MORB 标准化配分型式

Fig. 6-16 N-type MORB normalized trace element distribution patterns

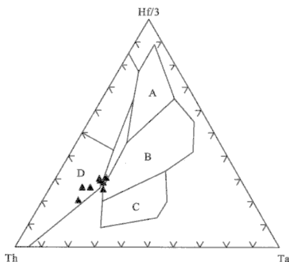


图 6-17 火山岩 Ta-Th-Hf/3 图解

Fig. 6-17 Ta-Th-Hf/3 diagram of the volcanic rocks from Raofeng area

A. 亏损型大洋中脊玄武岩；B. 富集型大洋中脊玄武岩及板内玄武岩；C. 板内碱性玄武岩；D. 岛弧玄武岩；▲本区火山岩

稳定的不活动痕量元素，而火山岩中 Ti 丰度与火山岩源区物质组成及火山岩的形成环境有十分密切的关系（Pearce，1983）。因此，根据 Ti/Zr、Ti/Y 值特征及 Ti/Zr、Ti/Y 图解（图 6-18），同样可以证明本区安山岩源区类型与 MORB 型玄武岩明显不同，也不同与典型的壳源花岗岩类，而是与俯冲洋壳携带的洋壳

沉积物（泥页岩）的参与及楔型地幔源区的特殊局部熔融过程有直接的成因联系（Herge et al.，1991）。

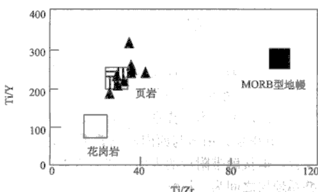


图 6-18 火山岩 Ti/Zr-Ti/Yb 图解（据 Herge et al.，1991）

Fig. 6-18 Ti/Zr-Ti/Yb diagram of the volcanic rocks

▲本区火山岩

根据俯冲带（岛弧区）岩浆活动构造环境及岩浆成因的差异，可将其进一步划分为三种主要的亚类：洋内岛弧环境、大陆边缘弧及弧后盆地。通常认为，洋内岛弧环境的玄武质岩浆活动主要与俯冲板片之上的地幔楔形区的部分熔融有关。当俯冲洋壳进入 80（70）～100km 深处，洋壳中角闪岩大量脱水转变为石英榴辉岩，水进入地幔楔引起带水的部分熔融，产生含水橄榄拉斑玄武岩浆，它在上升过程中分异出橄榄石、铬尖晶石，结果派生出岛弧拉斑系列的主要岩石类型——玄武安山岩（SiO_2 含量为 53%）。显然，这种岩浆与洋脊拉斑玄武岩浆相似，在很大程度上都是由于地幔橄榄岩熔融而产生的。但是，岛弧拉斑玄武岩浆的熔融是在含水条件下发生的，而与洋脊之下基本是无水条件下发生的熔融不同，因而两者的元素含量也有区别。而大陆边缘弧岩浆活动与洋内岛弧环境不同的是，仰冲在俯冲洋壳之上的不是洋壳板片，而是大陆岩石圈板块。陆缘弧岩浆活动以钙碱质系列火山岩为主导，安山岩是主要的岩石类型。陆缘弧安山岩的形成一般都要经历复杂的变异作用过程，包括不同源岩形成的熔浆的相互混合，含 H_2O 液体对上覆地幔的作用，相对富 SiO_2（与地幔橄榄岩相比）的熔浆与地幔橄榄岩的反应，在深处形成富含 H_2O 的岩浆在上升过程中不可避免的结晶分离作用，以及岩浆与地壳岩石的相互作用等。饶峰火山岩主体为一套安山岩类，并以其高 Ba，显著的 Nb、Ta 亏损和 Ti 的负异常为特征，充分表明它们应为一套岛弧型岩浆活动的产物（Marlina and John，1999；Wilson，1989）；而岩石的 Th/Yb、Ta/Yb、Th/Ta、Nb/La 和 Ti/Zr-Ti/Y 不活动痕量元素组合特征，指示它们应来源于一个大陆边缘弧的大地构造环境，岩浆起源与陆壳物质的参与有直接成因联系，岩浆应来源于俯冲带楔形地幔区特殊的局部熔融。

第四节　五里坝双峰式火山岩

一、区域地质及岩石学特征

本区火山岩分布在五里坝东南侧，近南—北向延伸分布，宽约 50～600m，长约 6～8km，其东侧与寒武系地层呈断层接触，界面为一东倾的低角度逆冲推覆构造。火山岩西南侧地层依次为三叠系、二叠系、石炭系及泥盆系。野外地质调查表明（图 6-19），五里坝火山岩与西南侧三叠系地层接触带附近未见明显的脆性断裂构造带发育，但接触带附近的火山玄武岩有强烈的片理化现象，表明五里坝火山岩与三叠系地层之间为一韧性剪切构造带。

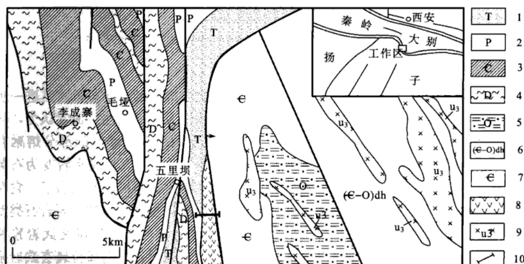


图 6-19　五里坝地区地质构造简图

Fig. 6-19　Sketch geological and structure map of the Wuliba area

1. 三叠系：泥灰岩、白云质灰岩、砂砾岩及黑色页岩；2. 二叠系：灰岩、硅质岩及钙质页岩；3. 石炭系：灰岩夹页岩、白云质灰岩、钙质砂页岩；4. 泥盆系：灰岩、泥灰岩夹页岩、生物灰岩及少量石英砂岩；5. 奥陶系：泥板岩及千枚岩；6. 洞河群灰岩、片岩及硅质岩；7. 寒武系：灰岩、页岩及粉砂岩；8. 火山岩；9. 辉长岩；10. 取样剖面

该组火山岩为一套玄武岩-英安流纹岩双峰式火山岩组合，岩性较为简单，变化不大。下部为深色片理化玄武岩，中上部为玄武岩与英安流纹岩互层，酸性火山岩所占比例不大，单层厚一般为 5～15m，最厚的可达 50m 左右（图 6-20）。玄武岩与英安流纹岩互层关系表明它们应为同时代岩石组合。

玄武质岩石镜下可见变余斑状结构，斑晶含量低，主要斑晶矿物为基性斜长石和辉石，斜长石斑晶已明显蚀变，蚀变产物为细小粒状的绿帘石和钠长石，斑

晶轮廓仍清晰可见，且隐约可见聚片双晶。辉石斑晶大多绿泥石化，部分颗粒已全部蚀变为绿泥石。岩石基质为间粒结构，由斜长石（钠长石）微晶和辉石（大多已绿泥石化）、磁铁矿小颗粒组成。英安流纹岩类可见剪切片理化现象，基质已发生重结晶。岩石总体为斑状结构，斑晶为正长石和具细密聚片双晶的酸性斜长石。基质为微晶结构，由长英质微细晶粒组成。

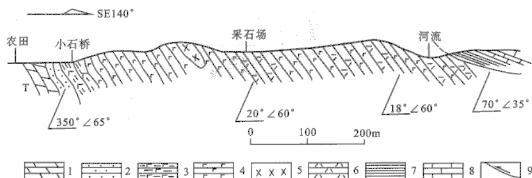


图 6-20　五里坝火山岩地质剖面图

Fig. 6-20　Geological profile of the volcanic rocks in Wuliba area

1. 三叠系白云质灰岩；2. 三叠系变质砂岩；3. 强片理化玄武岩；4. 玄武岩；5. 辉长岩；6. 英安流纹岩；7. 寒武系碳质泥页岩；8. 寒武系灰岩；9. 逆冲推覆构造

二、火山岩系列与组合

五里坝火山岩成分分析结果列于表 6-3 中。从表中可以看到，本区玄武质岩石 H_2O 含量（$H_2O^+ + H_2O^-$）在 3.00%～3.26%之间，平均为 3.14%；英安流纹岩类 H_2O 含量在 1.72%～3.82%之间，平均为 2.61%，表明本区火山岩尤其是基性火山岩曾遭受过一定的蚀变作用并可能受到过微弱的变质作用影响。

Nb、Y 均为不活泼痕量元素，较少受到蚀变和变质作用的影响，对于碱性（alkaline）和非碱性（subalkaline）系列火山岩，其 Nb/Y 值的区间范围十分稳定，尤其对于基性、中基性和中酸性火山岩，其碱性和非碱性系列的区分主要取决于 Nb/Y 值，而较少受到 SiO_2 含量变化的影响。因此，SiO_2-Nb/Y 图解可以有效地区分变质/蚀变火山岩的系列（Winchwster and Floyd，1997）。从图 6-21 中可以看到，本区火山岩均属非碱性系列火山岩。SiO_2-Zr/TiO_2 图解被认为是划分蚀变、变质火山岩系列和岩石名称的有效图解（Winchester and Floyd，1977），从图 6-21 中可以看到，本区火山岩主要可分为亚碱性玄武岩和亚碱性英安流纹岩两类。

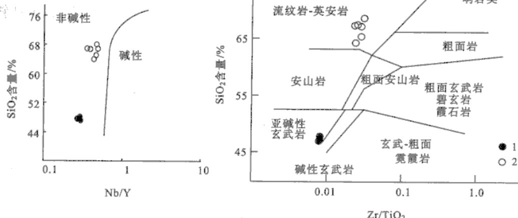


图 6-21 火山岩 SiO_2-Nb/Y 图解和 SiO_2-Zr/TiO_2 图解（据 Winchester and Floyd，1977）

Fig. 6-21 SiO_2-Nb/Y and SiO_2-Zr/TiO_2 diagrams for the volcanic rocks

1. 本区玄武岩类；2. 本区英安流纹岩类

本区玄武岩类 SiO_2 含量稳定，介于 47.24%～48.16%之间，平均为 47.64%，属玄武岩 SiO_2 含量范畴。Fe_2O_3、FeO、MgO 含量高，且以 FeO>Fe_2O_3 为主。TiO_2含量高，平均为 1.93，就 TiO_2 含量而言，本区玄武岩类与洋脊拉斑玄武岩（1.5%）类似（Pearce，1983）；而本区英安流纹岩类则具有高 SiO_2 含量（63.95%～68.15%，平均为 66.33%）、低 TiO_2 含量（0.64%～0.99%，平均为 0.75%）和 Fe_2O_3+FeO、MgO 含量的特点。

表 6-3 五里坝火山岩的主元素（%）和微量元素（10^{-6}）分析结果

Table 6-3 Major (%) and trace element (10^{-6}) analyses of volcanic rocksfrom Wuliba area

编号	WL03	WL04	WL05	WL06	WL08	WL15	WL16	WL18	WL22
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	英安流纹岩	英安流纹岩	英安流纹岩	英安流纹岩	英安流纹岩	英安流纹岩
SiO_2	48.16	47.53	47.24	65.11	66.73	66.95	63.95	68.15	67.09
TiO_2	1.97	1.75	2.06	0.69	0.64	0.82	0.99	0.69	0.68
Al_2O_3	13.40	13.41	13.53	14.07	14.47	12.39	13.71	12.89	14.48
Fe_2O_3	7.50	5.41	6.87	4.33	2.88	2.45	2.56	2.06	2.54
FeO	7.29	8.68	8.45	2.50	2.83	3.31	3.98	3.07	2.74
MnO	0.27	0.29	0.37	0.20	0.13	0.13	0.17	0.12	0.14
MgO	5.85	6.88	5.99	2.24	2.40	2.45	2.27	2.39	2.44

续表

编号	WL03	WL04	WL05	WL06	WL08	WL15	WL16	WL18	WL22
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	英安流纹岩	英安流纹岩	英安流纹岩	英安流纹岩	英安流纹岩	英安流纹岩
CaO	8.92	9.75	8.47	2.39	1.71	2.47	1.78	1.27	1.65
Na_2O	2.90	2.56	2.80	2.11	3.23	3.22	3.21	3.53	3.12
K_2O	0.68	0.78	0.88	3.57	2.94	2.66	2.76	2.55	3.05
P_2O_5	0.11	0.18	0.16	0.16	0.21	0.13	0.20	0.24	0.20
H_2O^+	2.66	2.59	2.61	2.29	1.27	2.08	3.79	2.44	1.62
H_2O^-	0.60	0.41	0.56	0.42	0.45	0.63	0.30	0.32	0.32
Total	100.31	100.22	99.99	100.08	99.89	99.69	99.67	99.72	100.07
Sc	38.5	40.5	38.6	12.8	12.7	11.4	14.5	10.5	13.2
V	385	369	402	111	86.9	85.1	103	84.8	91.5
Cr	102	154	124	66.0	86.5	85.3	86.7	83.1	51.3
Co	47.1	47.4	49.5	25.7	15.1	18.3	18.0	14.6	12.4
Ni	50.7	66.6	60.1	45.1	35.8	35.4	37.8	35.2	21.9
Cu	122	99.9	125	22.7	21.8	28.6	55.2	26.7	31.0
Zn	173	143	170	116	92.6	95.5	111	85.7	75.6
Ga	21.4	20.2	21.1	21.4	19.6	18.4	20.1	18.5	17.6
Rb	17.1	13.7	14.1	117	96.7	76.6	67.5	72.7	85.2
Sr	472	357	334	208	180	147	118	159	203
Y	37.7	34.4	37.6	28.1	30.9	29.7	35.9	25.4	25.0
Zr	168	148	169	201	183	194	244	217	177
Nb	10.9	9.20	11.0	13.0	12.0	14.2	15.6	11.9	8.90
Sn	2.13	1.84	1.96	2.54	2.57	2.32	2.71	2.04	1.91
Cs	3.51	0.66	0.89	3.74	3.15	2.76	3.04	2.69	3.07
Ba	586	564	498	1076	967	696	707	902	742
Hf	5.77	4.62	5.53	6.32	6.09	6.42	7.82	6.83	5.89
Ta	0.76	0.63	0.75	0.96	0.79	0.94	1.03	0.83	0.61
W	1.49	1.14	1.39	1.35	0.75	0.81	1.02	0.68	0.65
Pb	103	74.5	106	43.8	15.3	12.8	17.9	10.0	5.90
Th	1.94	1.65	1.81	8.44	8.02	7.06	6.02	6.82	5.88
U	0.46	0.38	0.42	1.21	1.26	1.35	1.08	1.28	0.92
La	17.2	15.7	17.2	32.6	35.9	30.8	27.5	32.0	27.2
Ce	40.9	37.6	41.9	69.7	75.5	67.7	54.8	73.1	52.9

续表

编号	WL03	WL04	WL05	WL06	WL08	WL15	WL16	WL18	WL22
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	英安流纹岩	英安流纹岩	英安流纹岩	英安流纹岩	英安流纹岩	英安流纹岩
Pr	5.70	5.21	5.74	7.79	8.05	8.03	7.37	7.05	6.08
Nd	21.8	19.6	22.5	26.7	28.6	27.3	29.4	26.3	23.1
Sm	5.89	5.21	5.85	5.41	5.76	5.46	6.36	4.85	4.68
Eu	2.01	1.93	2.07	1.43	1.23	1.15	1.36	1.10	1.12
Gd	6.60	6.17	6.85	5.25	5.43	4.87	6.25	4.52	4.13
Tb	1.10	0.99	1.08	0.82	0.82	0.78	0.99	0.71	0.66
Dy	6.51	6.02	6.55	4.83	5.03	4.83	6.09	4.14	4.01
Ho	1.30	1.21	1.31	0.94	0.98	0.95	1.19	0.83	0.83
Er	4.05	3.51	3.94	2.89	3.28	3.25	4.04	2.67	2.66
Tm	0.59	0.48	0.55	0.42	0.47	0.48	0.52	0.39	0.40
Yb	3.23	3.03	2.97	2.69	3.01	2.97	3.38	2.56	2.44
Lu	0.49	0.42	0.41	0.39	0.43	0.42	0.49	0.36	0.35

注：SiO_2—H_2O^-由中国科学院贵阳地球化学研究所湿法分析；其余由中国科学院贵阳地球化学研究所ICP-MS法分析。

三、稀土元素地球化学

本区玄武岩的稀土总量较低，一般在（140～150）×10^{-6}之间，平均为151×10^{-6}，轻重稀土分异不明显，$\sum$LREE/$\sum$HREE十分稳定，在1.52～1.56之间，平均为1.53；岩石的$(La/Yb)_N$介于3.72～4.15之间，平均为3.90；$(Ce/Yb)_N$大多介于3.45～3.92之间，平均为3.63；岩石的δEu趋近于1，且十分稳定，变化很小，平均为1.01，表明岩石基本无Eu异常。本区英安流纹岩的稀土总量略高于玄武岩类，在（155～205）×10^{-6}之间，平均为185×10^{-6}，有较弱的轻重稀土分异，$\sum$LREE/$\sum$HREE平均为2.93，岩石的$(La/Yb)_N$介于5.84～8.97之间，平均为7.92；$(Ce/Yb)_N$介于4.50～7.93之间，平均为6.49；岩石的δEu介于0.65～0.81之间，平均为0.71，表明岩石具有弱的负Eu异常（图6-22）。本区玄武岩和英安流纹岩稀土丰度值差异不大，英安流纹岩仅有弱的轻重稀土分异和弱的Eu亏损，这表明玄武岩和英安流纹岩并非同源岩浆分异演化的产物。若流纹岩和玄武岩为共源岩浆系列，则流纹岩的稀土总量应明显高于玄武岩类，且其Eu亏损也应十分显著。据此可以看出，本区玄武岩和英安流纹岩尽管在空间上密切相伴，且为同时代产物，但它们的岩浆源区有明显差异，应为上地幔和地壳不同深度位置上分别局部熔融的产物。

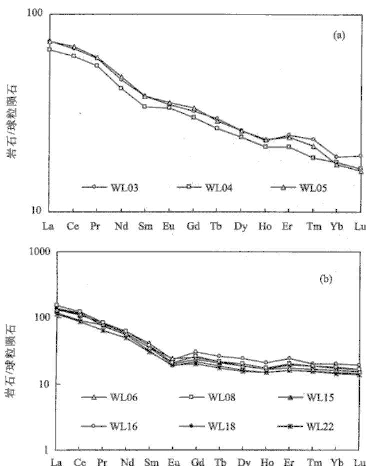


图 6-22 稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 6-22 Chondrite normalized rare earth element distribution patterns

(a) 玄武岩类；(b) 英安流纹岩类

四、微量元素地球化学特征

本区玄武岩的 Th/Ta 比值在 0.31～0.32 之间，十分稳定；Nb<La，Nb/La 值在 0.32～0.34 之间；Th/Yb 为 0.03；Ta/Yb 为 0.11。本区玄武岩类的 Nb/La<0.35、Zr/Y<4.5 的特点与洋内岛弧拉斑玄武岩的地球化学特征十分类似（Francalanci et al.，1993），且全部玄武岩的 Ta/Yb<0.2，这与活动陆缘环境（大陆边缘弧）钙碱性玄武岩明显不同。特别值得注意的是，岛弧型蛇绿岩中的玄武岩是拉斑质的，很少出现钙碱性玄武岩，岛弧型蛇绿岩中拉斑玄武岩的 Th/Yb 值很低（如阿曼蛇绿岩，Th/Yb 为 0.05～0.1）（Pearce，1983），这与本区玄武岩特征有类似之处。本区玄武岩均为拉斑质，且 Th/Yb=0.03；然而，本区玄武岩均是 LREE 富集型的，这恰是岛弧玄武岩的 REE 特征，而岛弧蛇绿岩中的

拉斑玄武岩都是 LREE 亏损的（如特罗多斯、阿曼、贝茨科夫、沃瑞诺斯的例子）（Pearce，1983；Coish et al.，1982；Beccaluva，1980)。从上述特征来看，本区玄武岩总体上应属于洋内岛弧火山岩的地球化学特征（Marlina and John，1999)。英安岩类的 Th/Ta（0.22～0.30，平均为 0.26)、Nb/La（0.66～0.88，平均为 0.78)、Th/Yb（0.02～0.03）和 Ta/Yb（0.10）与本区玄武岩十分接近，这表明本区酸性和基性两组火山岩具有十分相似的微量元素地球化学指纹。

微量元素组合特征是反映火山岩形成构造背景的有效途径，本区火山岩微量元素 N-MORB 标准化分配型式（图 6-23）表明，玄武岩类配分曲线与南桑德威奇洋内岛弧拉斑玄武岩的配分曲线十分相近（李曙光，1993)，而英安流纹岩类配分曲线总体而言具有典型的岛弧火山岩的分布型式，以 K、Rb、Ba 的较强富集并伴有 Ce 和 Sm 的弱富集为特征。这表明本区火山岩的微量元素配分型式，总体仍然反映了岛弧火山岩的特征。

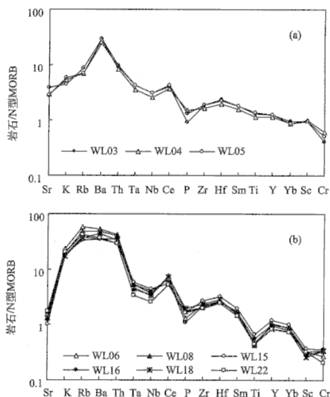


图 6-23　火山岩微量元素 N-MORB 标准化配分型式

Fig. 6-23　N-MORB normalized trace element distribution patterns

(a) 玄武岩类；(b) 英安流纹岩类

Th、Nb、La 都是强不相容元素，它们的分配系数接近，因此它们的比值尤其是 Th、La 与 Nb 的比值（Nb 的分配系数居中）在部分熔融和分离结晶过程

中基本保持不变，从而可最有效地指示源区特征（Herge et al.，1991）。因为Nb、La、Th在海水蚀变及变质过程中是稳定或比较稳定的元素，所以利用La/Nb-La和Nb/Th-Nb图解可以区分洋脊、岛弧、洋岛玄武岩（Herge et al.，1991）。从图6-24可以看到本区火山岩均处在典型的岛弧火山岩的范围内。

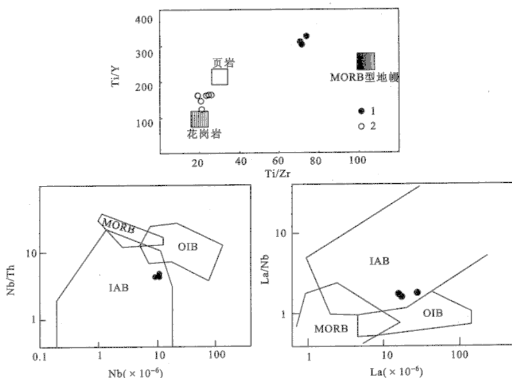


图6-24 Nb/Th-Nb、La/Nb-La（据李曙光，1993）和Ti/Zr-Ti/Y图解（据Herge et al.，1991）

Fig. 6-24 Nb/Th-Nb, La/Nb-La and Ti/Zr-Ti/Y diagrams

MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；IAB. 岛弧玄武岩；1. 玄武岩类；2. 流纹岩类

本区玄武岩的Ti/Zr值介于70.3～73.1之间，Ti/Y值介于305～328之间，而英安流纹岩具有较低的Ti/Zr值（19～25）和Ti/Y值（124～166）。Zr和Y是蚀变过程中十分稳定的不活动微量元素，而火山岩中Ti丰度与火山岩源区物质组成及火山岩的形成环境有十分密切的关系（Pearce，1983）。因此，根据Ti/Zr、Zr/Y值及Ti/Zr-Ti/Y图解（图6-24）可以看出，本区英安流纹岩类岩石源区与壳源岩石有密切关系，而本区玄武岩类投影点位于壳源与MORB型源区之间，说明这套玄武岩浆具有其特殊性，带有洋内岛弧环境亏损地幔源区的地球化学烙印（Wilson，1989）。

综合上述微量元素地球化学特征可以看出，五里坝火山岩以其显著的Nb、Ta亏损为特征，表明它们应为一套岛弧型岩浆活动的产物（Marlina and John，

1999；李曙光等，1996）；且玄武质岩石的 Th/Yb-Ta/Yb 和 Ti/Zr-Ti/Y 不活动痕量元素组合特征，指示它们应来源于一个洋内岛弧的大地构造环境。更值得注意的是，本区火山岩与典型的大陆边缘弧以安山质中性岩浆活动为特色的大地构造环境明显不同，而是以玄武质-英安流纹质双峰式火山岩组合为特色，表明它们是一套裂陷环境中的岩浆活动产物。

第五节　西乡群火山-沉积岩系

陕西西乡县柳树店—孙家河—三郎铺—白勉峡地区位于扬子地块边缘，习惯称汉南—米仓山隆起，或称汉南地块。20 世纪 60 年代进行 1∶20 万区调，圈出了区内的各类侵入岩体，余下的变质火山-沉积岩系称西乡群（黄懿，1948；陕西省区域地层表编写组，1983）。1974～1980 年，西安地质学院西乡群专题科研组对汉南地区进行了 1∶5 万地质调查和西乡群专题研究，进一步划分了地层，将白龙塘—白勉峡—曾溪以北的岩层定名为三花石群，其南为西乡群（图 6-25）；并根据变质程度和同位素年代将三花石群定为中元古代，西乡群划为晚元古代（陕西省地质矿产局，1989；陶洪祥等，1982；陶洪祥等，1993）。王宗起等（1999）的最新研究结果表明，在西乡群孙家河组上、中、下各段火山岩所夹泥、硅质岩层中，均发现了放射虫化石，将其时代厘定为晚泥盆—早石炭世。这一重要发现对南秦岭地区传统地质认识提出了挑战。因而，重新分析和精确厘定西乡

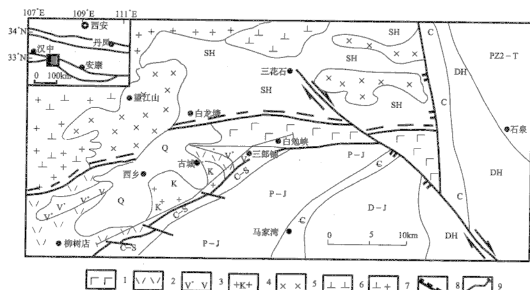


图 6-25　西乡地区地质构造简图

Fig. 6-25　Sketch geological and structure map of the Xixiang area

1. 白勉峡组火山岩；2. 孙家河组火山-沉积岩；3. 三郎铺组和大石沟组火山-沉积岩；4. 钾长花岗岩；5. 辉长岩；6. 闪长岩；7. 中酸性侵入岩；8. 韧性剪切带；9. 取样剖面

群火山-沉积岩系的形成大地构造环境，对于重新认识该套火山-沉积岩系的大地构造归属具有重要意义。我们依据西乡群孙家河组、三郎铺组、大石沟组和白勉峡组中火山岩的岩石地球化学特征，对该套火山-沉积岩系形成大地构造环境进行了重新划分和厘定。

一、区域地质概况

综合已有的划分命名方案（陶洪祥等，1982；陕西省地质矿产局，1989），西乡群应包括白勉峡组的变质中基性火山岩夹细碎屑岩；孙家河组和大石沟组的中、酸性为主的火山岩和沉积岩夹层；以及三郎铺组的砂砾岩和火山岩。白勉峡组火山岩以基性熔岩为主，其主要岩石类型有玄武岩、玄武安山岩、安山岩、安山质凝灰岩等。火山碎屑岩与陆源碎屑岩互层，喷溢火山熔岩以夹层产出。孙家河组主要由基性—中基性—酸性火山岩和泥岩、硅质岩组成，其上被三郎铺组砂砾岩不整合覆盖，火山岩主要岩石类型为中酸性—中基性火山碎屑岩以及玄武质-安山质火山熔岩。火山熔岩类主要为灰绿色、褐紫色玄武岩、褐紫色安山岩以及少量杂色英安岩和流纹岩，为一套低绿片岩相浅变质火山岩系。三郎铺组为一套厚度巨大的紫红色砾岩、砂砾岩、砂岩和粉砂泥岩，夹较多基性—酸性火山熔岩及火山碎屑岩。三郎铺组由下到上大致构成了 5 个大旋回层，每个旋回均以砾岩、砂砾岩、砂岩或凝灰质砂岩等陆源沉积开始，向上为玄武岩、流纹岩等喷发岩，形成火山喷发与沉积交互的旋回层。大石沟组下部为灰紫色玄武岩、杏仁状玄武岩；中部为灰紫色玄武岩、杏仁状玄武岩夹紫红色杏仁状安山岩，含凝灰质细砂岩；上部为紫红色凝灰质砂砾岩、凝灰砂岩、紫红色安山岩夹紫色玄武岩。岩性较稳定，与三郎铺组陆相砂砾岩过渡、相变，受断裂破坏未见顶，为明显的陆上喷发，在竹林坡和大石沟可见到爆发角砾岩；具多个旋回层，从凝灰质砂砾岩→安山岩→玄武岩。

二、火山岩地球化学特征及其形成环境

本区火山岩化学成分及微量元素、稀土元素分析结果列于表 6-4～表 6-6 中。考虑到本区火山岩曾遭受过一定的蚀变作用并可能受到过微弱的变质作用影响，我们将通过对火山岩岩石-构造组合类型、岩浆系列、稀土及痕量元素地球化学特征的分析研究，来阐明火山岩形成环境及其大地构造意义，痕量元素尽可能采用相对不活动的高场强元素及其比值所提供的地球化学约束。

SiO_2-Nb/Y 图解可以有效地区分变质/蚀变火山岩的系列（Winchester and Floyd，1977）。从图 6-26a 中可以看到，本区火山岩均属非碱性系列火山岩。SiO_2-Zr/TiO_2 图解被认为是划分蚀变、变质火山岩系列和岩石名称的有效图解

(Winchester and Floyd，1977)，从图 6-26b 中可以看到，本区火山岩主要岩石类型为亚碱性玄武岩、亚碱性安山岩和流纹岩类。

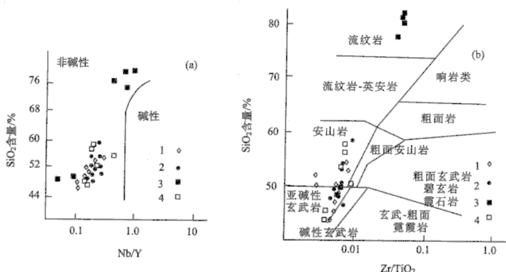


图 6-26　火山岩 SiO_2-Nb/Y 图解（a）和 SiO_2-Zr/TiO_2 图解（b）
(Winchester and Floyd，1977)

Fig. 6-26　SiO_2-Nb/Y (a) and SiO_2-Zr/TiO_2 (b) diagrams of the volcanic rocks

1. 白勉峡组火山岩；2. 孙家河组火山岩；3. 三郎铺组火山岩；4. 大石沟组火山岩

表 6-4　白勉峡组火山岩的主元素（%）和微量元素（10^{-6}）分析结果

Table 6-4　Major (%) and trace element (10^{-6}) analyses of volcanic rocks from Baimianxia area

编号	B02	B04	B07	B08	B09	B12	B13	B03	B10	B11
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	安山岩	安山岩	安山岩
SiO_2	47.26	48.61	52.51	51.52	50.21	52.63	52.41	54.96	56.21	54.12
TiO_2	2.14	1.58	0.63	1.09	2.09	1.54	1.79	0.61	2.11	1.88
Al_2O_3	14.82	16.31	13.77	15.13	14.15	16.27	15.67	12.21	12.01	15.14
Fe_2O_3	10.87	10.49	6.52	8.95	6.32	3.92	3.95	2.54	4.46	3.80
FeO	4.66	3.60	3.22	3.46	7.97	6.67	7.68	5.52	7.92	6.14
MnO	0.30	0.22	0.15	0.20	0.26	0.17	0.26	0.16	0.21	0.21
MgO	6.54	5.81	7.76	4.37	4.45	4.66	4.92	9.98	3.72	4.50
CaO	5.14	5.31	9.57	9.77	7.74	5.10	4.73	5.63	7.32	5.90
Na_2O	3.87	4.78	1.67	2.48	4.00	4.45	3.77	1.87	2.22	3.70
K_2O	0.85	0.36	0.09	0.38	0.21	0.77	1.13	0.08	0.13	1.37
P_2O_5	0.27	0.22	0.12	0.15	0.20	0.16	0.19	0.17	0.21	0.20
H_2O^+	2.36	2.42	3.25	2.08	2.28	2.84	2.99	4.95	2.88	2.28
H_2O^-	0.52	0.75	0.36	0.46	0.58	0.33	0.23	1.00	0.30	0.34

续表

编号	B02	B04	B07	B08	B09	B12	B13	B03	B10	B11
岩性	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	安山岩	安山岩	安山岩
Total	99.60	100.46	99.62	99.77	100.46	99.51	99.72	99.68	99.70	99.58
Sc	43.4	42.7	41.0	40.3	40.9	28.1	28.1	29.5	32.9	27.1
V	406	363	267	331	382	229	244	200	349	247
Cr	125	174	330	186	116	118	167	679	75.7	118
Co	44.8	42.9	40.2	47.6	40.5	40.4	40.6	44.1	30.3	36.2
Ni	34.0	33.8	60.8	69.0	42.1	50.8	61.4	224.6	25.9	45.7
Cu	76.7	91.5	62.4	21.3	111.5	73.4	47.6	69.8	128.9	68.5
Zn	145	119	73.2	91.4	124	144	134	233	117	104
Ga	21.1	21.8	13.3	23.5	23.1	21.0	21.8	14.4	22.5	20.5
Rb	21.4	8.60	1.50	12.4	3.30	18.8	30.3	1.90	1.50	29.7
Sr	202	334	582	336	385	322	313	154	323	427
Y	51.1	43.2	13.1	37.9	51.9	32.8	35.5	16.6	66.0	33.7
Zr	202	173	37.6	131	227	170	197	99.4	308	108
Nb	5.30	4.80	1.90	6.30	8.30	6.30	7.40	7.90	12.1	7.00
Sn	1.68	1.56	0.60	2.19	2.09	1.55	1.83	0.92	3.15	1.59
Cs	0.85	0.40	0.07	0.33	0.12	0.54	0.72	0.14	0.26	0.53
Ba	292	218	58.0	127	161	355	590	94.3	91.8	566
Hf	6.26	5.58	1.33	4.14	6.65	5.20	6.03	3.06	9.97	4.01
Ta	0.35	0.31	0.13	0.49	0.60	0.42	0.53	0.36	0.99	0.52
W	0.18	0.33	0.23	0.38	0.39	0.50	0.85	0.50	0.78	0.55
Th	1.40	1.06	0.52	1.56	2.77	2.78	2.74	2.35	5.40	2.48
U	0.32	0.25	0.15	0.37	0.75	0.65	0.58	0.55	2.83	0.73
La	9.4	7.5	6.1	10.8	16.6	16.5	18.7	12.1	26.6	20.2
Ce	27.6	21.2	13.2	26.5	36.7	39.2	45.7	25.7	59.8	45.5
Pr	4.62	3.93	2.0	4.01	5.75	5.84	6.51	3.02	8.03	6.31
Nd	21.9	18.8	8.0	18.0	25.1	22.8	25.2	11.3	33.4	26.1
Sm	6.51	5.60	1.91	5.07	6.70	5.30	6.02	2.69	8.71	6.16
Eu	2.18	2.04	0.75	1.77	2.08	1.83	2.01	0.81	2.46	2.12
Gd	8.05	7.33	2.22	6.15	8.22	5.72	6.58	2.84	10.5	6.46
Tb	1.30	1.09	0.37	0.99	1.37	0.90	1.03	0.41	1.72	1.01
Dy	8.58	7.34	2.24	6.44	8.89	5.61	6.23	2.71	11.4	5.96
Ho	1.76	1.50	0.44	1.30	1.81	1.08	1.20	0.56	2.29	1.18
Er	5.65	4.64	1.43	4.06	5.88	3.46	3.75	1.75	7.34	3.60
Tm	0.76	0.68	0.21	0.58	0.83	0.46	0.51	0.26	1.05	0.49
Yb	4.87	4.09	1.22	3.49	5.04	2.85	3.38	1.60	6.59	3.02
Lu	0.67	0.60	0.17	0.51	0.70	0.38	0.46	0.23	0.92	0.45

注：SiO_2—H_2O^-由中国科学院地球化学研究所湿法分析（1999）；Sc—Lu由中国科学院地球化学研究所ICP—MS分析（1999）。

表 6-5 孙家河火山岩的主元素（%）和微量元素（10^{-6}）分析结果

Table 6-5 Major (%) and trace element (10^{-6}) analyses of volcanic rocks from Sunjiahe area

编号	SJ01	SJ02	SJ07	SJ15	SJ03	SJ04	SJ09	SJ10	SJ11	SJ12
岩性	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
SiO_2	53.16	55.23	56.27	59.88	49.52	52.14	52.12	51.21	51.49	50.74
TiO_2	1.09	1.02	0.98	0.85	1.24	1.11	1.23	1.27	1.26	1.53
Al_2O_3	18.11	17.42	16.89	15.54	18.48	16.55	17.55	16.84	17.03	17.24
Fe_2O_3	5.32	4.72	2.44	2.44	4.53	3.26	4.25	4.57	4.53	4.40
FeO	4.27	2.83	5.81	4.32	4.70	4.94	5.23	5.86	5.52	6.10
MnO	0.18	0.15	0.16	0.16	0.25	0.15	0.18	0.19	0.20	0.22
MgO	4.22	2.42	2.80	2.30	3.93	6.19	4.56	5.62	4.80	4.93
CaO	4.78	7.65	4.11	3.56	7.33	7.59	4.96	4.79	5.42	6.87
Na_2O	5.45	4.95	4.60	4.74	3.92	2.28	3.91	3.69	3.44	4.10
K_2O	0.28	0.25	2.39	2.75	1.76	1.59	2.01	1.50	1.57	0.52
P_2O_5	0.14	0.23	0.14	0.21	0.17	0.16	0.19	0.16	0.19	0.20
H_2O^+	2.13	2.69	2.66	2.52	3.26	3.22	3.35	3.94	3.70	3.04
H_2O^-	0.48	0.68	0.35	0.51	0.61	0.51	0.71	0.53	0.53	0.46
Total	99.61	100.24	99.60	99.78	99.70	99.69	100.25	100.17	99.68	100.35
Sc	21.5	19.2	21.1	14.4	23.6	21.8	26.7	26.3	26.3	28.4
V	207	185	194	121	231	202	221	229	229	247
Cr	54.2	39.2	54.3	74.2	47.5	144	72.6	76.5	64.0	93.7
Co	29.7	21.0	27.1	18.1	30.0	38.0	33.8	36.3	33.7	36.4
Ni	23.6	17.0	26.9	15.1	23.1	106	31.6	33.7	29.1	32.2
Cu	46.0	56.0	74.4	56.8	48.5	48.7	59.7	56.3	52.6	158
Zn	87.5	67.6	98.5	135	93.4	87.1	88.8	102	146	321
Ga	19.9	21.7	21.4	19.1	22.8	18.7	20.5	20.4	19.3	20.3
Rb	7.90	3.30	45.0	50.4	48.5	36.1	60.1	52.8	47.1	20.0
Sr	567	814	479	345	476	566	419	446	507	363
Y	25.0	23.3	20.6	23.7	29.5	19.7	26.1	27.4	24.9	28.1
Zr	143	142	138	157	177	118	129	150	126	133
Nb	5.00	4.60	5.00	5.50	6.00	4.80	4.90	5.80	4.80	5.10
Sn	1.09	1.09	1.45	1.61	1.65	1.40	1.15	1.65	1.17	1.11
Cs	0.39	0.10	0.81	1.51	1.94	1.20	3.90	1.99	2.00	1.13
Ba	157	177	855	930	545	465	594	509	708	192
Hf	4.35	4.11	4.49	5.08	5.01	3.56	4.07	4.56	3.99	4.15
Ta	0.32	0.28	0.34	0.37	0.38	0.32	0.32	0.41	0.33	0.35
W	0.36	0.43	0.77	0.62	0.61	0.34	0.43	1.32	0.46	0.72
Th	2.97	2.32	3.88	3.86	3.56	1.78	2.99	3.44	3.31	3.49
U	0.81	0.64	0.80	0.72	0.95	0.40	0.76	0.97	0.84	0.89
La	20.5	16.8	19.7	21.4	25.8	16.2	21.8	24.8	22.5	26.6
Ce	44.8	38.7	40.0	44.6	53.3	33.8	46.9	52.9	49.2	52.2

续表

编号	SJ01	SJ02	SJ07	SJ15	SJ03	SJ04	SJ09	SJ10	SJ11	SJ12
岩性	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩	玄武岩
Pr	5.93	5.21	5.74	6.03	7.54	4.18	6.38	6.87	6.45	6.76
Nd	22.1	20.3	22.3	24.0	29.1	16.8	25.1	28.2	25.6	28.1
Sm	5.10	4.48	4.86	5.24	6.16	3.60	5.63	5.87	5.79	5.99
Eu	1.56	1.51	1.57	1.58	2.02	1.25	1.80	1.90	1.79	1.84
Gd	4.78	4.48	4.53	4.82	6.00	3.65	5.22	5.71	5.36	5.71
Tb	0.69	0.67	0.64	0.68	0.86	0.54	0.73	0.79	0.76	0.78
Dy	4.18	3.99	3.85	3.92	5.03	3.33	4.60	4.68	4.38	4.67
Ho	0.80	0.78	0.71	0.79	0.95	0.68	0.86	0.88	0.88	0.93
Er	2.48	2.47	2.27	2.50	2.95	2.19	2.71	2.81	2.64	2.80
Tm	0.36	0.34	0.31	0.35	0.40	0.31	0.36	0.40	0.39	0.43
Yb	2.25	2.14	1.92	2.41	2.59	1.73	2.22	2.47	2.22	2.43
Lu	0.31	0.32	0.28	0.30	0.38	0.23	0.33	0.37	0.32	0.36

注：SiO_2—H_2O^-由中国科学院地球化学研究所湿法分析（1999）；Sc—Lu由中国科学院地球化学研究所ICP－MS分析（1999）。

表6-6 三郎铺组和大石沟组火山岩的主元素（%）和微量元素（10^{-6}）分析结果

Table 6-6 Major (%) and trace element (10^{-6}) analyses of volcanic rocks from Sanlangpu and Dashigou areas

编号	S01	S02	S03	S04	T05	T06	T03	T11	T13	T14
岩性	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	玄武岩	玄武岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩
SiO_2	78.58	79.85	76.11	79.45	47.38	48.56	55.65	58.05	53.06	59.11
TiO_2	0.29	0.36	0.55	0.28	2.71	2.71	1.06	0.90	0.93	0.95
Al_2O_3	8.69	7.80	9.60	6.96	13.06	12.76	16.24	15.38	15.24	15.41
Fe_2O_3	1.47	1.58	2.43	1.41	9.42	10.70	4.22	6.19	5.83	6.32
FeO	0.62	0.58	0.72	0.62	5.86	5.14	4.90	1.15	1.25	1.34
MnO	0.08	0.06	0.07	0.09	0.22	0.22	0.14	0.12	0.16	0.10
MgO	0.22	0.17	0.34	0.07	4.87	4.94	3.85	3.95	3.03	4.26
CaO	0.23	0.19	0.48	0.30	7.27	5.11	3.84	6.89	15.87	1.87
Na_2O	3.16	4.30	3.10	4.19	4.04	4.10	3.66	2.99	0.26	5.16
K_2O	4.31	2.69	4.96	4.66	0.38	0.19	2.06	0.89	0.29	1.75
P_2O_5	0.15	0.17	0.13	0.17	0.18	0.18	0.21	0.23	0.19	0.12
H_2O^+	1.15	1.26	0.67	0.97	3.22	3.38	3.35	2.66	3.76	2.21
H_2O^-	0.58	0.56	0.46	0.37	0.95	1.54	0.56	0.87	0.58	1.57
Total	99.53	99.57	99.62	99.54	99.56	99.53	99.74	100.27	100.45	100.17
Sc	2.50	2.00	3.30	1.40	38.9	42.5	19.7	21.7	17.9	22.2
V	11.2	32.3	26.4	11.8	459	497	203	160	230	168
Cr	26.1	34.3	35.4	41.9	80.5	73.2	257	126	95.8	134
Co	2.40	2.30	3.10	1.80	43.1	44.4	39.0	25.4	20.6	27.3

续表

编号	S01	S02	S03	S04	T05	T06	T03	T11	T13	T14
岩性	流纹岩	流纹岩	流纹岩	流纹岩	玄武岩	玄武岩	安山岩	安山岩	安山岩	安山岩
Ni	7.30	7.70	9.00	10.1	43.7	38.9	114	48.9	37.6	55.4
Cu	11.0	10.4	16.5	13.9	54.1	58.9	41.4	22.4	25.8	30.8
Zn	33.8	26.6	41.2	20.7	121	129	91.3	82.8	81.9	77.5
Ga	17.0	14.9	18.8	16.2	21.9	21.9	24.1	21.7	34.4	17.2
Rb	117	58.3	110	105	8.30	4.10	53.7	39.4	3.70	61.0
Sr	66.2	84.1	86.1	34.2	351	254	240	683	107	293
Y	19.5	12.4	16.4	10.1	47.4	49.9	20.0	22.5	27.8	22.5
Zr	249	301	413	224	214	213	145	132	176	137
Nb	9.30	8.80	11.3	9.90	7.30	6.80	8.90	4.10	5.90	4.30
Sn	3.10	2.57	2.70	2.53	1.97	1.79	1.18	1.45	1.59	1.81
Cs	3.47	2.03	3.82	3.26	0.45	0.25	3.12	1.36	0.09	2.29
Ba	590	764	730	689	229	166	596	127	87.5	636
Hf	8.16	8.86	12.1	7.10	6.56	6.42	4.28	4.13	5.42	4.19
Ta	0.88	0.77	0.88	0.91	0.51	0.49	0.65	0.33	0.44	0.33
W	2.03	2.20	3.61	2.25	0.50	0.53	1.03	0.59	0.47	0.57
Th	9.72	8.56	8.92	5.25	1.92	1.85	4.26	3.84	4.52	3.95
U	1.03	1.73	2.05	0.95	0.58	0.58	1.00	0.88	1.17	0.84
La	23.2	19.5	25.0	16.6	15.5	16.1	20.9	16.3	19.1	16.0
Ce	47.3	38.0	50.8	30.3	36.3	37.5	37.7	34.8	40.8	34.2
Pr	5.15	4.34	5.61	3.59	5.74	5.65	5.02	4.50	5.39	4.52
Nd	17.1	14.5	18.3	11.6	23.9	25.0	18.5	16.8	19.2	15.9
Sm	2.99	2.46	3.46	1.91	6.52	6.54	3.89	3.70	4.13	3.84
Eu	0.56	0.53	0.78	0.37	2.32	2.34	1.24	1.11	1.17	1.17
Gd	3.10	2.08	2.95	1.60	7.66	8.18	3.96	4.12	4.73	3.97
Tb	0.47	0.32	0.44	0.24	1.24	1.26	0.58	0.60	0.73	0.61
Dy	3.21	1.92	2.52	1.60	8.02	8.23	3.49	3.73	4.38	3.78
Ho	0.61	0.40	0.53	0.33	1.55	1.66	0.66	0.75	0.94	0.76
Er	2.09	1.33	1.82	1.12	5.24	5.20	2.05	2.36	2.94	2.45
Tm	0.32	0.21	0.27	0.17	0.72	0.74	0.29	0.33	0.41	0.34
Yb	2.15	1.38	1.93	1.11	4.35	4.54	1.72	2.05	2.55	2.15
Lu	0.29	0.20	0.29	0.17	0.58	0.64	0.25	0.29	0.35	0.29

注：SiO_2—H_2O^-由中国科学院地球化学研究所湿法分析（1999）；Sc—Lu由中国科学院地球化学研究所ICP—MS分析（1999）。S01～S04为三郎铺组；T03～T14为大石沟组。

分析结果（表6-4～表6-6）表明，白勉峡组火山岩总体具有高钛的特点，TiO_2含量平均为1.55%，就TiO_2含量而言，与大洋拉斑玄武岩平均值（1.5%）接近（Pearce，1983），而高于活动陆缘和岛弧拉斑玄武岩（0.83%）（Pearce，1984）。玄武岩类稀土总量较低，变化不大，平均为135.78×10^{-6}。

ΣLREE/ΣHREE 平均为 1.27，岩石 $(La/Yb)_N$ 介于 1.31～4.15 之间，平均 2.71；$(Ce/Yb)_N$ 介于 1.43～3.82 之间，平均 2.53；δEu 平均 0.97，说明玄武岩轻重稀土分异不强，基本无铕异常（图 6-27a），玄武岩 Nb<La，Nb/La 均小于 0.64，平均为 0.48；Th/Ta 在 3～6 之间，平均 4.43；Th/Yb 介于 0.26～0.98 之间，平均 0.54；值得注意的是，白勉峡玄武岩 Ta/Yb 值很低且稳定，平均为 0.12，均小于 0.20，这与活动陆缘环境（大陆边缘弧）钙碱性玄武岩明显不同（Pearce，1984），而与洋内岛弧拉斑玄武岩的特征十分相似。白勉峡安山岩类地球化学特征与玄武岩接近，仅轻稀土富集度略高（图 6-27b），岩石微量元素 N-MORB 标准化配分型式被认为是判别火山岩形成环境的有效途径（Pearce，1983，1984）。从图 6-28a、图 6-28b 中可以看出，白勉峡火山岩总体显示为高 Ba、Nb 和 Ta 亏损的配分型式。这种配分型式与大陆板内火山岩的"驼峰式"配分型式明显不同，而更类似于弧岩浆系列的地球化学特征。显然，

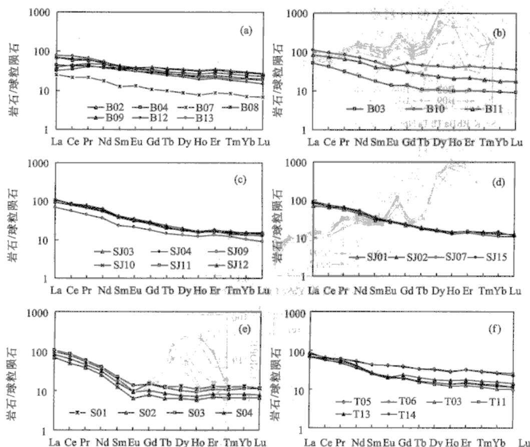


图 6-27 稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 6-27 Chondrite-normalized rare earth element distribution patterns

(a) 白勉峡玄武岩；(b) 白勉峡安山岩；(c) 孙家河玄武岩；(d) 孙家河安山岩；(e) 大石沟火山岩；(f) 三郎铺流纹岩

如果我们的微量元素分析资料是可靠的话，那么将白勉峡组火山岩认定为板内环境产物是不能令人信服的（张国伟等，1988；夏林圻等，1996a；1996b）。我们更倾向于认为该组火山岩形成于与俯冲作用有关的大地构造环境（Pearce，1984；Wilson，1989）。

孙家河组玄武岩类稀土总量平均为 153.07×10^{-6}，略高于白勉峡玄武岩，其轻重稀土分异（ΣLREE/ΣHREE 平均为 2.56）和轻稀土富集程度［岩石 $(La/Yb)_N$ 平均为 7.21，$(Ce/Yb)_N$ 平均为 5.85］也都明显高于白勉峡玄武岩（图 6-27c，图 6-27d）。岩石 Th/Ta（8～10，平均为 8.78）、Nb/La（<0.30）、Th/Yb（1.03～1.49，平均为 1.35）、Ta/Yb（0.14～0.18，平均为 0.16），总体上显示为岛弧火山岩的地球化学特征。从图 6-28c、图 6-28d 中可以看到，孙

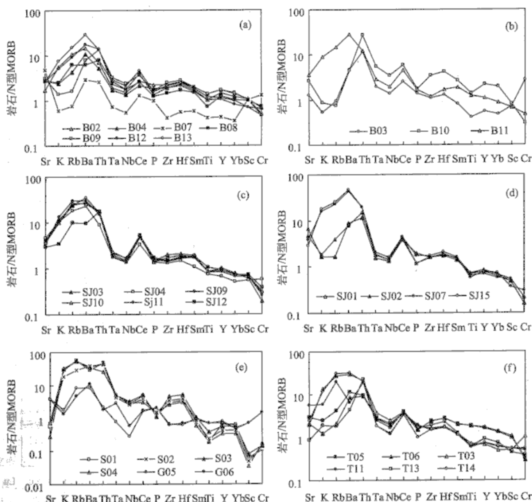


图 6-28 火山岩微量元素 N-MORB 标准化配分型式

Fig. 6-28 N-type MORB normalized trace element distribution patterns

（a）白勉峡玄武岩；（b）白勉峡安山岩；（c）孙家河玄武岩；（d）孙家河安山岩；（e）大石沟火山岩；（f）三郎铺流纹岩

家河组玄武岩和安山岩类均呈特征的“三隆起”形态，以 K、Rb、Ba 和 Th 的较强富集，并伴有 Ce 和 Sm 的弱富集为特色。这与大陆边缘弧钙碱性玄武岩的微量元素配分型式完全一致（Pearce，1983；Wilson，1989）。

大石沟组玄武岩 ΣLREE/ΣHREE 平均为 1.17，$(La/Yb)_N$(2.55)、$(Ce/Yb)_N$(2.30) 和 δEu（0.99）与孙家河组玄武岩基本一致；而安山岩类稀土总量平均为 120.32×10^{-6}，ΣLREE/ΣHREE（平均为 2.20）和 δEu（平均为 0.89）表明其轻重稀土分异略有增强，δEu 略有降低，但不明显。大石沟组玄武岩 Nb/La（0.42～0.47）、Th/Ta（3.76～3.78）、Th/Yb（0.41～0.44）和 Ta/Yb（0.11～0.12）同样表明了其典型的岛弧岩浆成因的地球化学特点，这与岩石 N-MORB 标准化配分图解所显示的特征是一致的（图 6-28f）。

本区三郎铺组流纹岩稀土总量平均值仅为 109.88×10^{-6}，岩石 $(La/Yb)_N$ 介于 7.74～10.73 之间，平均为 9.48；$(Ce/Yb)_N$ 介于 6.11～7.65 之间，平均为 7.16；δEu 平均为 0.66，这表明三郎铺组流纹岩与本区白勉峡、孙家河和大石沟组玄武岩可能并非同源岩浆分异演化的产物。因为若流纹岩和玄武岩为共源岩浆系列，则流纹岩的稀土总量应明显高于玄武岩类，且其 Eu 亏损也应十分显著（Marlina and John，1999；Coish et al.，1982）。据此可以看出，三郎铺流纹岩尽管在空间上与孙家河、大石沟及白勉峡组火山岩密切相伴，但它们的岩浆源区有明显差异，并非同源岩浆分异演化的产物。

Th、Nb、La 都是强不相容元素，可最有效地指示源区特征（李曙光，1993）。由于 Nb、La、Th 在海水蚀变及变质过程中是稳定或比较稳定的元素，因此利用 La/Nb-La 和 Nb/Th-Nb 图解可以区分洋脊、岛弧和洋岛玄武岩（李曙光，1993）。从图 6-29 可以看出，本区火山岩均处在典型的弧火山岩范围内。Ta/Yb 主要与地幔部分熔融及幔源性质有关，对于鉴别火山岩的源区特征有重要意义（Pearce，1983）。区内玄武岩在 Th/Yb-Ta/Yb 图解（图 6-30a）中均位于 MORB-OIB 趋势线的上方，处在活动陆缘火山岩区域。这种特征的地球化学指纹，表明该组火山岩总体形成于大陆边缘弧的大地构造环境。

Zr 和 Y 是蚀变及变质过程中十分稳定的不活动痕量元素，而火山岩中 Ti 丰度与火山岩源区物质组成及火山岩的形成环境有密切关系（Pearce，1983）。根据 Ti/Zr、Ti/Y 值特征及 Ti/Zr、Ti/Y 图解（图 6-30b）可以看出，区内孙家河组、大石沟组火山岩样品投影点均位于壳源与 MORB 型源区之间，说明它们既非典型的壳源成因，也非典型的 MORB 型幔源成因，而是兼具这两种源区的特征，这正是弧火山岩特有的地球化学指纹（Herge et al.，1991），说明岩浆应来源于俯冲带楔形地幔区的局部熔融。值得注意的是，孙家河组火山岩中玄武岩类 K_2O 含量在 0.52%～2.01%之间，平均为 1.49%，其 Ta/Yb 值平均为 0.18，在 Th/Yb-Ta/Yb 图中（图 6-30a）处在活动陆缘钙碱系列火山岩范畴内，玄武岩轻稀土为弱—中等富集型；而且在孙家河组火山岩中除钙碱质玄武岩外，还出

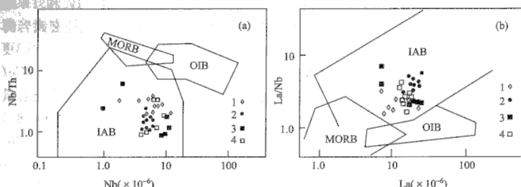


图 6-29　火山岩 Nb/Th-Nb (a) 和 La/Nb-La (b) 图解（据李曙光，1993）

Fig. 6-29　The Nb/Th-Nb (a) and La/Nb-La (b) diagrams

MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；IAB. 岛弧玄武岩；1. 白勉峡组火山岩；2. 孙家河组火山岩；3. 三郎铺组火山岩；4. 大石沟组火山岩

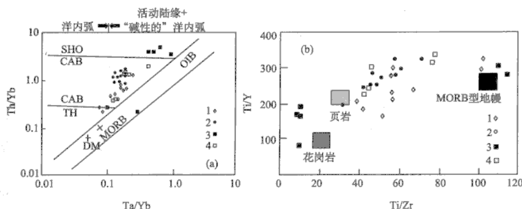


图6-30　Th/Yb-Ta/Yb (a) 和 Ti/Zr-Ti/Y (b) 图解（据 Pearce，1983；Herge et al.，1991）

Fig. 6-30　The Th/Yb-Ta/Yb (a) Ti/Zr-Ti/Y (b) diagrams

SHO. 钾玄岩系列；CAB. 钙碱系列；TH. 拉斑系列；DM. 亏损地幔；1. 白勉峡组火山岩；2. 孙家河组火山岩；3. 三郎铺组火山岩；4. 大石沟组火山岩

现大量安山质甚至流纹质的中酸性火山岩类。这些特征说明，它们与洋内岛弧环境的火山岩组合明显不同，而应属于大陆边缘弧（活动陆缘）的岩石组合和特点（Pearce，1984；Wilson，1989）。通常，洋内岛弧火山岩组合以拉斑质玄武岩和玄武安山岩为主体，而较少出现酸性火山岩类，其玄武岩类钾含量低，且 Ta/Yb 值大多<0.1（Pearce，1983）。因而，我们认为孙家河组火山岩应形成于大陆边缘弧（活动陆缘）的大地构造环境。而三郎铺流纹岩则位于花岗岩型源区附近（图 6-30b），表明它们与本区其他火山岩组的源区类型及成因上有明显差异，且三郎铺组流纹岩的稀土配分型式表明它们并非本区玄武质岩石的结晶分异产

物，该组流纹岩与三郎铺陆相近源砂砾岩呈互层关系，表明它们很可能形成于裂陷环境。事实上，由于部分大陆壳也可以由岛弧拼贴加积增生形成，由这种岛弧加积增生形成的大陆壳局部熔融形成的中酸性岩浆将具有岛弧岩石的组成特征（如 Nb、Ta 亏损等）。因此，三郎铺流纹岩应为陆壳局部熔融的产物，形成于岛弧型陆壳的裂陷环境。而白勉峡组火山岩除总体具有岛弧的特征外，部分样品显示为 MORB 型源区特征（图 6-30b），且其 TiO_2 含量明显偏高（平均为 1.55%），说明该组火山岩岩浆起源与孙家河组和大石沟组有所不同，可能与一个部分亏损的地幔源区有成因联系。更值得注意的是，该组火山岩以玄武质岩石为主体，酸性火山岩和火山碎屑岩不发育。这与典型的大陆边缘弧火山岩组合（安山质中性岩浆活动＋流纹质酸性火山岩＋火山碎屑岩）明显不同。说明白勉峡火山岩的形成环境有一定特殊性，可能产于洋内岛弧（或初始岛弧）的大地构造环境。

关于西乡群火山岩的形成环境历来存在争议，主要有三种不同意见：一是岛弧（陶洪祥等，1993；凌文黎等，1996）；二是裂谷（张国伟等，1988）；三是大陆溢流（夏林圻等，1996a，1996b）。而我们的研究表明，分布在柳树店—古城—三郎铺—白勉峡一带的原西乡群火山岩大体可解析为三套岩石-构造组合类型：①白勉峡组火山岩与一个部分亏损的地幔源区有关，类似于洋内岛弧（或初始岛弧）的形成环境；②孙家河组和大石沟组属于典型的活动大陆边缘岩浆活动产物；③三郎铺组火山岩无论是其双峰式组合类型、微量、稀土元素特征，还是典型的陆源碎屑沉积系列，均表明它是加积增生岛弧型陆壳的裂陷产物。

三、关于地层时代及其大地构造意义的讨论

南秦岭西乡群多年来一直被认为是前寒武纪地层。王宗起等（1999）在该群孙家河组上、中、下各段火山岩所夹泥、硅质岩层中均发现了放射虫化石，从而确定了该组下段为上泥盆统—下石炭统，中、上段为下石炭统。尽管这一结果与已有的有关西乡群的大量同位素年龄测定资料存在极大的矛盾，但泥盆—石炭纪化石的确认已成为难以否认的事实，这起码说明在原划西乡群火山-沉积岩系中存在有泥盆—石炭纪地层的组成部分（或构造岩片）。然而，孙家河组火山岩中出现的泥盆—石炭纪化石在区域上是否具有普遍意义，尚值得推敲。在没有新的化石证据和新的同位素资料的前提下，仅据孙家河组中发现的放射虫而将南秦岭地区广泛分布的原西乡群地层全部划归泥盆—石炭纪，显然证据不足。我们的野外地质调查表明，三郎铺组火山-沉积岩不整合覆盖在孙家河组之上，其底部的砾岩层中含有大量火山岩砾石，这些砾石经野外观察和室内鉴定表明，主要为紫红色、肉红色安山岩和流纹岩，它们与孙家河组顶部层位的火山岩岩石类型、岩性、结构构造完全相同；而大石沟组火山-沉积岩系岩性较稳定，它们与三郎铺

组陆相砂砾石呈过渡和相变关系。这说明三郎铺组和大石沟组火山-沉积岩形成时代应晚于孙家河组，而并非晚元古代的地层体系。白勉峡组火山岩与孙家河—三郎铺—大石沟组火山-沉积岩系呈明显的构造接触关系，接触带附近见有强烈的韧性变形和构造片理化现象，且白勉峡组火山岩的岩石类型、组合、地球化学特征均与孙家河—三郎铺—大石沟组火山-沉积岩系有差异。显然，已有的资料尚不足以证明白勉峡组火山岩为泥盆—石炭纪地层体系。

鉴于西乡群火山-沉积岩系复杂的地质现象，客观地进行分析，并对其成因提出新的建议，这对于该区地质演化历史的再认识将是有益的。基于以上的研究结果，我们提出两种可能的成因解释建议：①西乡群火山岩均具有显著的 Nb、Ta 亏损，岩石 Th/Ta、Nb/La、Th/Yb 及 Ta/Yb 等特征微量元素指纹也显示了明显的弧岩浆系列的特征，它们总体应与一个活动大陆边缘的大地构造环境有关，并经历了由初始的洋内岛弧（白勉峡）→典型的大陆边缘弧（孙家河组、大石沟组）→岛弧拼贴增生陆壳陆缘初始裂陷（三郎铺组）的一个复杂岩浆弧发展演化过程。②局限于南秦岭西乡地区孙家河—三郎铺一带分布的原西乡群孙家河组、三郎铺组和大石沟组火山-沉积岩系为一外来构造移置体，形成于泥盆—石炭纪，与勉略有限洋盆的发育时代相一致（冯庆来等，1996；李曙光等，1996），

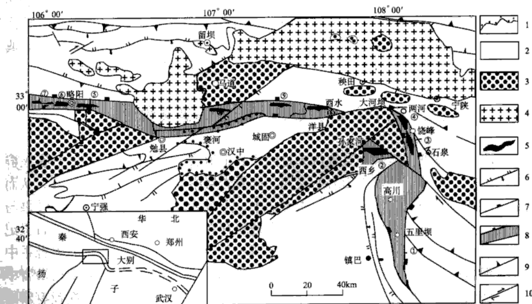


图 6-31　研究区地质构造略图

Fig. 6-31　Skech geological and structure map of the research area

1. 中、新生代沉积盆地；2. 显生宙；3. 寒武系基底；4. 花岗岩；5. 岛弧火山岩；6. 断裂构造；7. 缝合带边界；8. 勉略缝合带；9. 逆冲推俯构造；10. 走滑断裂；图中各岩片：1. 五里坝岛弧火山岩；2. 孙家河岛弧火山岩；3. 饶峰火山岩；4. 两河岛弧火山岩；5. 电厂岛弧火山岩；6. 桥梓口岛弧火山岩；7. 三岔子岛弧火山岩；8. 西水火山岩；9. 东柳火山岩；10. 褒河火山岩

它们的形成应与勉略缝合带的发展与演化密切相关，其岩石地球化学特征与勉县—略阳地区桥梓沟岛弧火山岩和三岔子陆缘弧火山岩具有一定的可对比性（张国伟等，1995；Lai and Zhang，1996；赖绍聪等，1997，1998），表明该套火山岩在区域上可能与勉略带相连，形成于勉略有限洋盆发育期间的一个活动大陆边缘构造环境或勉略洋发育期间形成的一个拼贴加积增生岛弧型陆壳的裂陷环境。它们原应是勉略结合带的一个组成部分，但现在所处的部位显然是构造就位所致，因其后来所受的构造改造移位而另行出露于扬子陆块的北部边缘（图 6-31）。上述两种可能的成因解释中，我们更倾向于后者。

第六节　讨　论

综合上述微量元素地球化学特征可以看出，两河、五里坝火山岩以其高 Ba，显著的 Nb、Ta 亏损为特征，充分表明它们是岛弧型岩浆活动的产物。另外，玄武质岩石的 Th/Yb-Ta/Yb 和 Ti/Zr-Ti/Y 不活动痕量元素组合特征，指示它们应生成于一个洋内岛弧的大地构造环境。岩浆起源与一个亏损的地幔源区有直接成因联系，但又显示了显著的陆壳物质参与的地球化学烙印。更值得注意的是，两河、五里坝火山岩与典型的以安山质中性岩浆活动为特色的大陆边缘弧明显不同，而是以玄武质-英安流纹质双峰式火山岩组合为特色，表明它们是一套裂陷环境中的岩浆活动产物。在全球大地构造环境中，只有弧内裂陷环境才有这种较为复杂的特殊的岩浆活动特征。弧内裂陷环境具有过渡壳或陆壳基底，它的形成与深部岩浆上升使弧地壳隆起而产生的拉张构造有关，并同火山和构造原因的局部沉降有关，常常是弧间盆地发育初期阶段的产物。由于岩浆弧地壳深处的扩张作用，使得弧内裂陷环境的岩浆活动具有双峰式岩石组合的特点（图 6-32）。由于洋内岛弧常常被弧后次级海底扩张形成的边缘海盆所分隔，而弧后的次级海底扩张造成洋内弧火山前锋后侧的一个局部亏损楔型地幔源区，当俯冲洋壳进入 100～150km 深处，洋壳中角闪岩大量脱水转变为石英榴辉岩，水进入上部部分亏损的地幔楔而引发含水部分熔融，产生含水橄榄拉斑玄武岩浆，这种岩浆在上升过程中可能产生部分橄榄石、铬尖晶石的分离结晶，结果派生出具有洋内岛弧特征的拉斑质岩石类型。显然，这种岩浆从源区特征看，与 MORB 型玄武岩浆有某些相似之处，在很大程度上都是由于一个部分亏损的地幔橄榄岩局部熔融而产生的。但是，由于它们的局部熔融是在含水条件下发生的，而与洋脊之下基本无水的熔融不同，且来自俯冲洋壳的 SiO_2、K_2O、大离子亲石元素（LILE）和轻稀土（LREE）参与了岩浆的起源过程，从而将使得这种岩浆带有显著的陆壳物质混染的地球化学信息（图 6-32）。这种岩浆作用和岩浆的底劈上隆，使得弧内裂陷进一步发育，并由于高热流而引起岛弧地壳的局部熔融，岛弧地壳的局部熔融产生的酸性岩浆将不同于大陆地壳的局部熔融产物，它们将具有显著的弧岩

浆系列地球化学特征（如 Nb、Ta 的强烈亏损等），从而构成具有特殊地球化学指纹的弧内裂陷双峰式火山岩组合（图 6-32）。

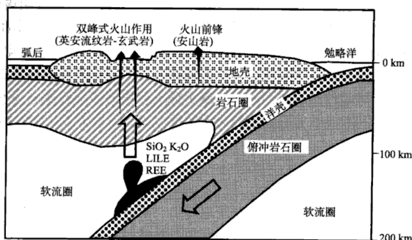


图 6-32　两河—饶峰—五里坝岛弧岩浆带火山岩形成模式图

Fig. 6-32　Sketch map showing the formation model for the Lianghe-Raofeng-Wuliba volcanic-arc magmatic zone

饶峰火山岩主体为一套安山岩类，孙家河组火山熔岩以安山岩和玄武岩为主，它们同样具有高 Ba，低 Nb、Ta 的特征。而岩石的 Th/Yb、Ta/Yb、Th/Ta、Nb/La 和 Ti/Zr-Ti/Y 不活动痕量元素组合特征，指示它们应形成于一个大陆边缘弧的大地构造环境，岩浆起源与陆壳物质的参与有直接成因联系，岩浆应来源于俯冲带楔形地幔区的局部熔融。

从地球化学特征来看，两河、五里坝玄武岩与勉县—略阳地区桥梓沟岛弧玄武岩具有十分类似的特征和可对比性；而孙家河及饶峰火山岩则与略阳三岔子陆缘弧火山岩具有明显的可对比性。这表明两河—饶峰—五里坝岛弧岩浆带原应与勉县—略阳结合带相连通，只是由于后来的巴山弧型逆冲推覆构造的改造，而使其变形变位残存于现今的位置。

勉县—略阳结合带泥盆系深水浊积岩的发育，标志着洋盆已经打开；而三岔子、石家庄硅质岩中放射虫的发现，表明勉略洋典型的洋壳蛇绿岩形成于早石炭世，这一时期勉略洋已具有一定的规模，成为一个分隔秦岭和扬子板块的有限洋盆。一般说来，随着洋中脊新生洋壳的不断形成，洋盆逐渐扩大，洋壳受到的挤压应力增强，从而必定导致洋壳俯冲作用的产生。值得注意的是，从现代板块活动来看，俯冲作用产生时，洋脊的扩张常常并未停止，而洋盆的规模则取决于俯冲引起的洋壳消减量与扩张形成的新生洋壳量的相对比例。两河、五里坝、饶峰及孙家河火山岩总体显示为弧火山岩的特征，与勉县—略阳地区桥梓沟岛弧火山岩和三岔子岛弧火山岩具有明显的可对比性，表明该套火山岩在区域上可能与勉

略带相连，但现在所处部位显然是构造就位所致。

孙家河组火山岩内硅质岩夹层中放射虫化石的发现，表明这套岩石形成于晚泥盆—晚石炭世。这一事实说明，勉略洋盆的俯冲作用自晚泥盆世就已产生，而两河—饶峰（孙家河）—五里坝岛弧岩浆带的主体形成于早石炭—晚石炭世。这一时期，勉略洋处于扩张与俯冲消减并存的发展状态。

需要指出的是，弧火山岩系及其相关岩石组合乃是与蛇绿岩密切相关的岩石组合，在缺乏蛇绿岩或其组成单元出露的情况下，典型的弧岩浆系也可作为古洋壳俯冲的重要证据。

巴山弧两河、五里坝弧内裂陷双峰式火山岩和饶峰陆缘弧安山岩岩片的厘定，表明在南秦岭巴山弧地区存在一个典型的岛弧岩浆带，它的形成与勉略洋盆的发育和洋壳俯冲消减有直接成因关系，表明勉略洋盆向东至少已延伸至巴山弧地区，同时说明勉略洋盆在泥盆—石炭纪期间曾经经历过一个较完整的有限洋盆的发生、发展过程，它对于确立华北—秦岭陆块与扬子陆块的碰撞时代和秦岭造山带的形成与演化均有重要的大地构造意义。

第七章 花山蛇绿构造混杂带

我们的初步研究表明（赖绍聪等，1997，1998；董云鹏等，1998，1999），勉略带向东经巴山弧，过南阳盆地后在襄(樊)—广(济)断裂带断续出露。带内蛇绿岩由于受后期多次不同方向构造变形的叠加改造，以至于变形变位而呈透镜状残块出露于襄—广断裂带南部，呈一蛇绿构造混杂带。混杂带具有复杂的物质组成。剪切叠置有不同时期、不同性质的蛇绿岩、火山岩及沉积岩等构造岩块或岩片，共同构成襄—广带内一明显的蛇绿构造混杂岩——花山蛇绿构造混杂岩块。该构造混杂带由湖北随州三里岗经周家湾至京山三阳，长约 100km，宽约 5～10km，由多条断裂为骨架，包括众多不同属性构造岩块及变质玄武岩、辉长岩和少量超基性岩岩块，它正位于秦岭—大别微板块的东段南部边缘和扬子板块的北部边缘，它将秦岭—大别地层区和扬子地层区严格分开，断裂构造混杂带以北为秦岭—大别造山带中随县群变质火山岩和上覆的 Z—S 变质火山沉积岩系，而南侧则属扬子克拉通地块大洪山群变质基底和典型扬子型 Z—T 未变质的地层。显然，该断裂是秦岭—大别微板块与扬子板块的分界断裂。带内周家湾变质玄武岩由于构造混杂作用，岩石构造单元的空间配置关系已遭破坏。因此，对该带火山岩（蛇绿岩）的地球化学及岩石大地构造学研究，主要依赖于对不同岩石构造单元的地球化学精细解析，进而通过对比分析，将各构造单元的成生关系有机地联系起来，最终达到反演古板块构造的演化历史、俯冲作用细节和造山过程。我们将以带内周家湾变质玄武岩岩块和竹林湾浅变质枕状玄武岩岩片为重点解剖对象（图 7-1）。

第一节 周家湾初始洋型变质玄武岩

一、区域地质概况

周家湾地区位于秦岭—大别微板块的东段南部边缘和杨子板块的北部边缘，区内褶皱构造、断裂活动十分发育，岩浆活动、变质作用、沉积建造及成矿作用的综合特征充分显示出复杂的地质构造环境。区内以三里岗—三阳断裂构造混杂带为界，将秦岭—大别地层区和扬子地层区严格分开，研究区内扬子区地层分布于三里岗—三阳断裂带的南西，由蓟县系、青白口系、震旦系、寒武系、奥陶系、志留系、二叠系、三叠系、白垩系及第四系组成。蓟县系和青白口系为扬子板块的基底，由遭受轻微变质作用的变质砂砾岩、白云岩、板岩、凝灰质板岩等

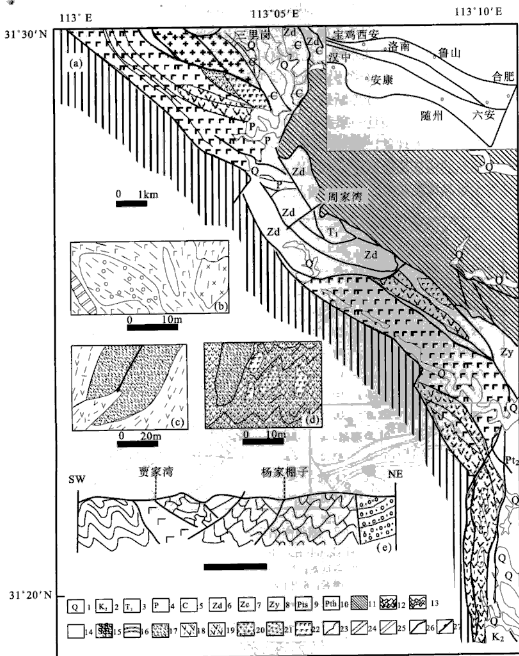


图 7-1 随州花山蛇绿构造混杂带地质简图（据董云鹏等，1999）

Fig. 7-1 The geological sketch map of the ophiolitic tectonic melange zone in Suizhou area

(a) 蛇绿构造混杂带地质图；(b) 周家湾北混杂堆积素描图；(c) 周家湾混杂堆积素描图；(d) 古井西混杂堆积素描图；(e) 周家湾北构造混杂岩剖面

1. 第四系；2. 上白垩统；3. 下中三叠统；4. 二叠系；5. 寒武系；6. 震旦系灯影组；7. 震旦系岔河组；8. 震旦系易河组；9. 中上元古界随县群；10. 上元古界花山群；11. 砾岩；12. 白云岩；13. 灰岩；14. 砂岩；15. 硅质岩；16. 泥质岩；17. 片岩；18. 中酸性火山岩；19. 凝灰岩；20. 二长花岗岩；21. 辉长-辉绿岩；22. 玄武岩；23. 地层界线；24. 韧性剪切带；25. 脆-韧性剪切带；26. 断层；27. 混杂岩带边界断裂

组成。震旦系—白垩系为扬子板块的盖层，由砾岩、砂岩、页岩、灰岩、白云岩、冰碛砾岩组成；第四系主要分布于河流沟谷两侧。秦岭—大别区地层分布于三里岗—三阳断裂带的北东侧，包括蓟县系、青白口系、震旦系、寒武系、奥陶系、志留系，为一套火山-沉积建造的浅变质岩系。而周家湾变质玄武岩正位于秦岭—大别与扬子板块的分界断裂——三里岗—三阳断裂构造混杂带内，带内变质玄武岩的下伏地层为震旦—寒武系，而上覆地层为二叠—三叠及白垩系（图 7-2）。火山岩有明显变形现象，强烈破碎、微具片理，常呈挤压透镜状，火山岩段中还发育几条强烈的构造片理化带。火山岩主要岩石类型为隐晶质致密块状变质玄武岩，并见有少量晶屑凝灰岩，辉绿岩墙及中粒—中细粒均质辉长岩（图 7-3）。

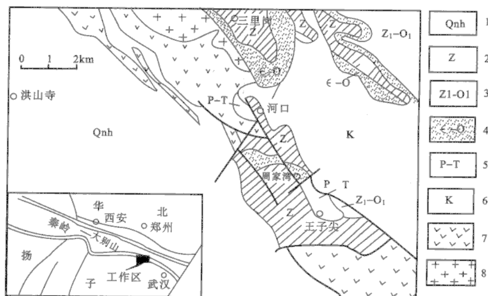


图 7-2 随州南周家湾地区地质简图

Fig. 7-2 Geological sketch map in Zhoujiawan area, South Shuizhou

1. 青白口系花山群；2. 震旦系；3. 下震旦统—下奥陶统；4. 寒武系—奥陶系；5. 三叠系—二叠系；6. 白垩系；7. 火山岩；8. 二长花岗岩

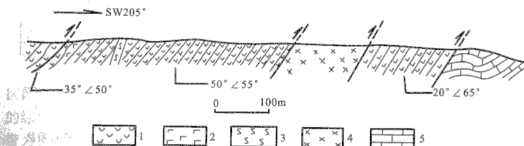


图 7-3 周家湾火山岩段地质剖面图

Fig. 7-3 Profile geological map of the Zhoujiawan area

1. 变质玄武岩；2. 晶屑凝灰岩；3. 辉绿岩；4. 辉长岩；5. 震旦系白云质灰岩

二、火山岩系列与组合

周家湾海相火山岩岩片属浅变质火山岩系（低绿片岩相），其化学成分及微量元素、稀土元素分析结果列于表 7-1 中。

表 7-1 变质玄武岩主元素（%）和微量元素分析结果（$\times10^{-6}$）

Table 7-1 Major（%）and trace element（$\times10^{-6}$）analysis result for the meta-basalt

编号	R17	R19	R20	R21	R22	R23	R24	R29	R30	R31	R32
SiO_2	46.32	48.93	47.16	47.10	46.42	46.90	46.62	46.45	48.44	47.80	47.79
TiO_2	2.14	1.80	1.54	1.77	2.01	2.09	2.11	1.98	1.55	1.87	1.47
Al_2O_3	15.04	14.38	15.43	15.51	14.83	14.91	14.68	15.86	15.79	14.90	15.96
Fe_2O_3	7.28	3.68	4.15	3.90	4.02	4.12	3.56	5.31	6.46	4.13	5.60
FeO	4.85	7.42	6.53	6.98	7.77	7.92	8.21	6.36	4.03	7.22	5.27
MnO	0.21	0.19	0.18	1.20	0.21	0.22	0.21	0.23	0.19	0.20	0.18
MgO	6.83	6.64	7.15	7.48	7.15	7.14	7.12	5.93	6.58	6.27	6.14
CaO	9.85	9.33	9.91	9.20	10.01	9.66	9.96	10.79	10.21	10.13	10.62
Na_2O	2.41	2.43	2.61	1.63	2.42	2.62	2.39	1.74	1.81	2.00	2.60
K_2O	1.12	1.15	1.22	2.05	0.81	0.70	0.69	1.02	0.98	1.12	0.60
P_2O_5	0.30	0.23	0.18	0.22	0.26	0.26	0.26	0.28	0.19	0.24	0.16
H_2O^+	2.78	2.65	2.65	3.17	2.78	2.48	3.03	3.10	2.91	2.72	2.42
LOI	0.32	0.60	0.73	0.44	0.86	0.63	0.59	0.40	0.30	0.98	0.60
Total	99.45	99.43	99.44	99.65	99.55	99.65	99.43	99.45	99.44	99.58	99.41
La	8.93	10.26	8.56	8.85	8.63	8.72	8.75	9.10	7.45	11.34	7.32
Ce	23.1	25.9	20.2	20.1	22.1	22.5	22.5	23.0	19.2	26.3	18.1
Pr	3.38	3.57	2.99	3.13	3.24	3.44	3.44	3.55	2.89	3.99	2.72
Nd	16.0	16.7	13.8	13.6	16.1	15.8	15.3	16.8	13.4	17.4	12.1
Sm	5.80	4.32	4.16	4.51	4.55	4.50	4.40	4.41	3.86	4.81	3.74
Eu	1.92	1.74	1.42	1.73	1.74	1.96	1.73	1.78	1.45	1.85	1.32
Gd	5.96	5.45	4.82	4.79	5.63	5.65	6.12	5.80	4.78	5.84	4.66
Tb	1.11	1.05	0.86	0.95	0.98	1.05	1.10	1.06	0.93	1.07	0.80
Dy	6.80	6.74	5.67	5.93	6.45	6.69	7.06	6.78	5.82	6.96	5.52
Ho	1.37	1.41	1.22	0.20	1.30	1.39	1.67	1.40	1.13	1.54	1.20
Er	3.96	3.71	3.39	3.58	3.90	4.02	4.38	3.72	3.29	4.17	3.31
Tm	0.63	0.48	0.53	0.47	0.58	0.62	0.66	0.54	0.51	0.69	0.46
Yb	3.46	3.68	3.31	3.07	3.35	3.77	3.74	3.19	3.44	3.91	2.90
Lu	0.56	0.59	0.42	0.42	0.50	0.47	0.48	0.51	0.43	0.57	0.40
Cs	1.08	0.86	1.05	0.74	0.79	0.76	0.88	0.44	0.64	0.82	0.53

续表

编号	R17	R19	R20	R21	R22	R23	R24	R29	R30	R31	R32
Rb	29.0	36.5	40.1	48.0	25.8	20.3	35.5	19.3	29.8	37.6	15.3
Ba	189	162	153	392	127	101	114	181	142	133	108
Th	0.56	1.03	0.75	0.46	0.55	0.56	0.61	0.51	0.66	1.13	0.38
U	0.09	0.23	0.19	0.04	0.15	0.11	0.20	0.09	0.14	0.24	0.09
Ta	0.31	0.40	0.26	0.29	0.29	0.44	0.32	0.51	1.16	0.42	0.28
Nb	3.61	3.42	2.50	6.10	2.98	5.17	3.78	3.66	2.69	4.20	13.3
Sr	229	208	221	184	207	206	227	249	238	242	406
Hf	3.30	3.28	2.36	2.21	2.40	3.13	3.32	3.32	2.82	3.86	2.32
Zr	140	122	98.2	114	104	114	129	112	110	137	98.5
Yb	36.2	35.4	32.3	30.6	34.3	36.5	36.9	34.3	31.3	38.5	29.4
Pb	2.02	2.16	4.74	2.31	2.10	1.87	2.67	6.27	3.12	4.30	1.46
Co	58.0	53.0	61.0	55.0	54.0	56.0	59.0	61.0	55.0	53.0	60.0
Cr	230	200	276	215	192	214	198	220	281	205	212
Ni	91.0	76.0	105	126	105	96.0	93.0	117	108	78.0	116
V	267	274	247	246	247	283	281	282	260	289	265

注：SiO_2—LIO 以及 Co—V 由北京有色冶金设计研究总院中心化验室用 XRF 法分析；其余由中国科学院贵阳地球化学研究所 ICP-MS 法分析。

Nb、Y 均为不活泼痕量元素，较少受到蚀变和变质作用的影响，对于碱性（alkaline）和非碱性（nonalkaline）系列火山岩，其 Nb/Y 值的区间范围十分稳定，尤其对于基性、中基性和中酸性火山岩，其碱性和非碱性系列的区分主要取决于 Nb/Y 值，而较少受到 SiO_2 含量变化的影响。因此，SiO_2-Nb/Y 图解可以有效地区分变质/蚀变火山岩的系列（Winchester and Floyd，1977）。从图 7-4 中可以看到，我们获得的 12 个变质玄武岩样品除一个样品落入碱性区外，其他均落入非碱性区，说明本区变质玄武岩主体为非碱性系列火山岩。在确定为非碱性系列之后，进一步对火山岩进行钙碱和拉斑系列的划分是不困难的，因为这两个系列岩浆演化趋势是截然不同的，变质或蚀变作用只能使其演化趋势变得模糊，而不能改变之。所以，一般的岩浆系列判别图解仍然适用。SiO_2-FeO_T/MgO 图解表明（图 7-5），本区火山岩均属拉斑系列火山岩，不具有明显的富铁或富碱趋势。岩石 SiO_2 含量均低于 53%，属基性岩 SiO_2 含量范畴，SiO_2 平均为 47.71%；Fe、Mg 含量高，且绝大多数样品 $FeO>Fe_2O_3$；TiO_2 含量高，大多在 1.5%～2.1%之间变化，平均为 1.84%。就 TiO_2 含量而言，本区火山岩与洋脊拉斑玄武岩十分类似（1.5%；Pearce，1984），而明显高于活动大陆边缘及岛弧区拉斑玄武岩的 TiO_2 含量值（0.83%；Pearce，1984）。

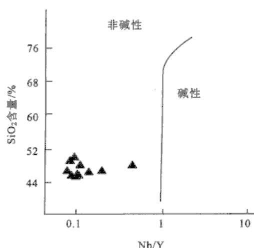


图 7-4　SiO_2-Nb/Y 图解（据 Winchester and Floyd，1977）

Fig. 7-4　SiO_2-Nb/Y diagram

▲本区变质玄武岩

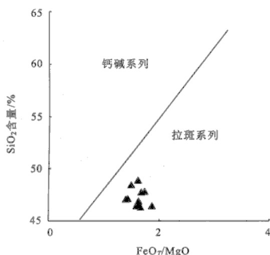


图 7-5　火山岩 SiO_2-FeO_T/MgO 图解

Fig. 7-5　SiO_2-FeO_T/MgO diagram of the volcanic rock

▲本区变质玄武岩

三、火山岩稀土元素地球化学

分析结果表明（表 7-1），本区变质玄武岩稀土总量较低，一般在（100～120）$\times 10^{-6}$之间；轻重稀土分异不明显，ΣLREE/ΣHREE 十分稳定，在 0.93～1.14 之间变化，平均为 0.995；$(La/Yb)_N$ 介于 1.3～2 之间，平均为

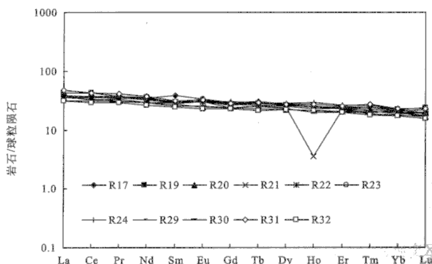


图 7-6　稀土元素球粒陨石标准化配分型式

Fig. 7-6　Chondirte-normalized rare earth element distribution patterns

1.74；$(Ce/Yb)_N$ 大多介于 1.2～2 之间，平均为 1.59；La/Sm 比略大一些，介于 1.5～2.5 之间，平均为 2.06；δEu 趋近于 1，且十分稳定，变化很小，平均为 1.05，表明岩石基本无 Eu 异常。在球粒陨石标准化稀土配分图上（图 7-6），显示为一组斜率很小的扁平型稀土模式，轻稀土仅存在十分微弱的富集现象，与 N 型 MORB 的稀土元素地球化学特征接近，但不同的是轻稀土不存在亏损现象。需要指出的是，R15 号样品具有较高的稀土总量（119.06×10^{-6}），轻稀土富集也较明显，其 $(La/Yb)_N=2.31$，$(Ce/Yb)_N=2.01$。详细的镜下观察表明，该样品中存在后期微细花岗质脉体穿插，这可能是使其轻稀土增高的重要原因。

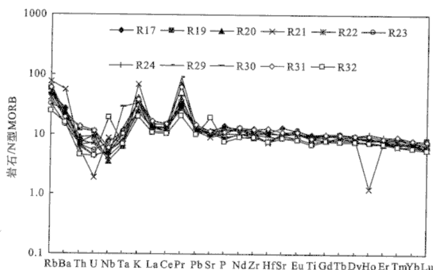


图 7-7 火山岩不相容元素原始地幔标准化配分型式

Fig. 7-7 Primitive mantle-normalized trace element distribution patterns

四、火山岩微量元素地球化学

微量元素的原始地幔标准化和 N-MORB 标准化图解显示（图 7-7，图 7-8），本区变质玄武岩不相容元素具有以下特点：有弱的 Nb 谷，Nb<La，表明了微弱的 Nb 的相对亏损；具有低 Th 特点。有弱的 Ti 谷，在所有样品中 Ti 都显示了微弱的相对亏损状态。La、Ce、Nd、P、Hf、Zr、Sm、Tb、Y 等不活动痕量元素在图解中显示为一平直的曲线，既无明显的相对亏损，也无显著的相对富集。

本区变质玄武岩 Th/Yb 值均小于 0.30，在 0.3～0.09 之间变化，平均为 0.23；Ta/Yb 值很小，一般不大于 0.16，平均为 0.13；Ta/Yb 值主要与地幔部分熔融及幔源性质有关，而与消减组分的加入关系不大；Th 是不相容元素，它

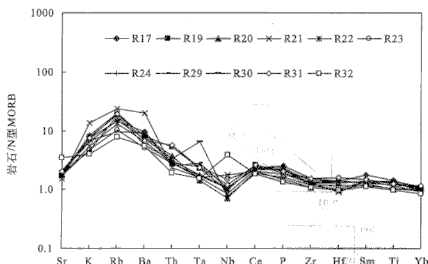


图 7-8 火山岩不相容元素 N-MORB 标准化配分型式

Fig. 7-8 N-MORB-normalized trace element distribution patterns

不像 K、Ba、Rb、Sr 等大离子亲石元素那样容易受到变质作用和蚀变作用的影响，对于鉴别火山岩（玄武岩）的源区特征有重要意义。本区变质玄武岩在 Th/Yb-Ta/Yb 图解中（图 7-9）均位于 MORB—OIB 趋势线上的 MORB 区内，属拉斑玄武岩系火山岩，表明本区变质玄武岩应来自于亏损的地幔源区。

本区变质玄武岩 Ti/Zr 值大多介于 80～110 之间，平均为 91.4；Ti/Y 值稳定，介于 280～340 之间，平均为 315；Zr 和 Y 是蚀变及变质过程中十分稳定的不活动痕量元素，而火山岩中 Ti 的丰度与火山岩源区物质组成及火山岩的形成环境有十分密切的关系（Pearce，1984）。因此，根据 Ti/Zr、Ti/Y 比值特征及 Ti/Zr-Ti/Y 图解（图 7-9）同样可以证明本区变质玄武岩应主要来自于 MORB 型地幔源区。同样需要指出的是，R15 号样品 Th/Yb 值（0.73）偏高和 Ti/Zr 值（44.87）偏低，在图 7-9 中向壳源火山岩方向偏移，这可能与后期交代过程中陆壳组分的带入有关。

本区变质玄武岩 Zr/Y 值十分稳定，变化很小，均介于 3～4 之间，平均为 3.52，再次表明 Zr、Y 在蚀变及变质过程中的稳定性和不活动痕量元素的地球化学特征。Th/Ta 值大多在 1～2.5 之间变化，平均为 2.14，与 N-MORB 玄武岩的 Th/Ta 值十分接近。

五、微量元素地球化学与板块构造环境

微量元素尤其是不活动微量元素的丰度及其组合特征是判别玄武岩形成构造

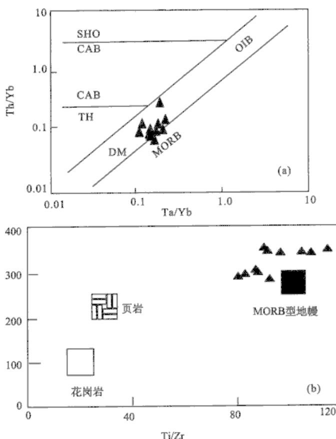


图 7-9 Th/Yb-Ta/Yb (a) 和 Ti/Zr-Ti/Y (b) 图解（据 Pearce，1983；Herge et al.，1991）

Fig. 7-9 The Th/Yb-Ta/Yb (a) and Ti/Zr-Ti/Y (b) diagram

SHO. 钾玄岩系列；CAB. 钙碱系列；TH. 拉斑系列；
DM. 亏损地幔；MORB. 洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；▲本区变质玄武岩

环境的重要依据之一，板块构造的演化制约着火山作用物质的性质与特点，在不同的构造环境中形成的火山岩不但在其组合和演化系列上不同，而且还反映在微量元素地球化学特征上的系统变化。Nb-Zr-Y 和 Ti-Zr-Sr 图解（图 7-10）可以有效地区分洋底和岛弧玄武岩类。从图中可以看出，本区变质玄武岩投影点集中分布于图解中的洋底（洋脊）玄武岩区内；然而，需要指出的是，该组玄武岩与典型的大洋盆地 N 型 MORB 又略有不同，其 Nb<La，La/Ta 值（25.3）表明了 La 相对于 Ta 呈明显的富集状态，在微量元素原始地幔标准化图解中存在弱的 Nb 谷，其 Th 略低于典型 N 型 MORB，这种特殊的地球化学特征与雷克雅内斯洋脊玄武岩十分类似，反映了一种初始型有限洋盆的大地构造环境。

综合上述微量元素地球化学特征可以看出，本区变质玄武岩总体显示为一套

来自亏损型地幔的 MORB 型拉斑玄武岩岩石组合特征，但又在部分特征上区别于典型的大洋洋脊拉斑玄武岩，这种特殊的微量元素地球化学特征显示一种特殊的过渡型岩浆类型，表明岩石圈拉伸作用已导致洋壳/准洋壳的产生（莫宣学等，1993），只是洋盆规模还不大，尚不具备宽阔的大洋那样典型的洋壳类型和洋脊拉斑玄武岩岩石组合。这表明本区变质玄武岩岩石组合表征一种类似于红海型小洋盆的初始洋的大地构造环境。

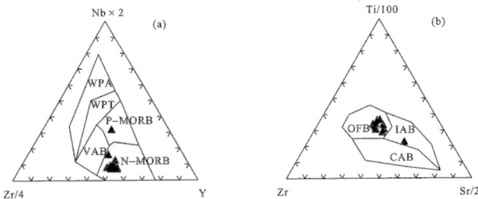


图 7-10　玄武岩 Nb/Zr/Y（a）和 Ti/Zr/Sr（b）图解（据 Pearce and Cann，1973）

Fig. 7-10　The Nb/Zr/Y (a) and Ti/Zr/Sr (b) diagram

WPA. 板内碱性玄武岩；WPT. 板内拉斑玄武岩；P-MORB. P 型洋中脊玄武岩；N-MORB. N 型洋中脊玄武岩；VAB. 岛弧玄武岩；OFB. 洋底玄武岩；IAB. 岛弧玄武岩；CAB. 钙碱性玄武岩（岛弧）；▲本区变质玄武岩

第二节　竹林湾基性火山岩

竹林湾基性火山岩由三个无根岩片组成，各岩片与下伏花山群粉砂岩或板岩均以平缓的逆冲断层相接触，主要由变玄武岩（细碧岩）、枕状熔岩组成，发育杏仁构造和完整的枕状构造。主要元素地球化学表明竹林湾基性熔岩属亚碱性系列，为拉斑质玄武岩。SiO_2 含量稳定且较高，平均为 50.36%，与 MORB 的 SiO_2 含量（50.19%～50.68%）相当，而低于岛弧拉斑玄武岩含量（51.90%）；Al_2O_3 含量平均值为 13.88%，低于岛弧拉斑玄武岩平均值（16.00%），而与 MORB 的 Al_2O_3 含量（14.86%～15.60%）相近；TiO_2 含量变化在 1.41%～2.09%之间，平均值为 1.77%。

竹林湾基性火山岩以轻稀土轻微富集为特征（图 7-11）。轻重稀土分异较明显，$(La/Yb)_N$ 平均值为 1.64；轻稀土分异不明显，$(La/Sm)_N$ 平均值为 1.12；ΣREE 平均值为 103.15×10^{-6}，是球粒陨石的 19 倍。

微量元素比值蛛网图（图 7-12a）表明，各岩石具有完全一致的配分型式，

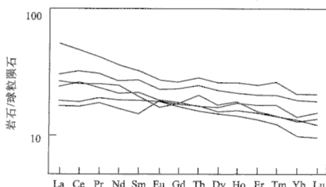


图 7-11　竹林湾基性熔岩稀土元素配分型式

Fig. 7-11　Chondrite normalized rare earth element distribution patterns

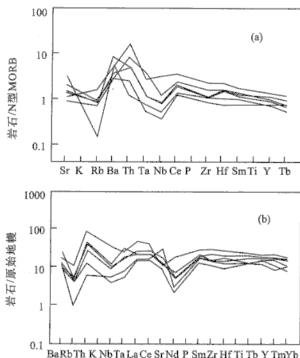


图 7-12　微量元素比值蛛网图解

Fig. 7-12　Spider diagrams for the trace element

(a) Rock/MORB; (b) Rock/Primitive mantle

表现为 Ba、Th 的富集和以高场强元素 Ce、Zr、Hf、Sm、Y、Yb 不分异为特征。同时，高场强元素谱线贴近于 N-MORB 谱线，显示竹林湾基性火山岩具有与 MORB 相同的地球化学性质。在 Thompson（1982）图解中（图 7-12b），岩石以 Rb、Nb、Nd 轻微亏损和 Sm、Zr、Hf、Tb、Y、Tm、Yb 不分异为特征。

上述微量元素地球化学研究证明，竹林湾基性火山岩具有MORB性质，排除了岛弧、洋岛、板内拉斑玄武岩的可能性。在微量元素配分图解中出现Rb、Nd、Nb低谷，但其相对于N-MORB并不亏损，而且丰度值较高，因而可以排除存在消减组分影响的可能性，证明原岩并非岛弧拉斑玄武岩。这种地球化学特征，特别是Nb低谷是由陆壳混染造成的，暗示竹林湾基性火山岩形成于初始小洋盆构造环境。

第三节　花山蛇绿岩形成时代及其大地构造意义

勉略缝合带从勉略向西经文县、玛曲、花石峡连接昆仑，向东经巴山弧形带而直通大别南缘，成为纵贯大别—秦岭—昆仑的巨型断裂构造（混杂）带。本区周家湾变质玄武岩-辉长岩岩片以及竹林湾枕状玄武岩片就处在这个巨型断裂构造（混杂）带内。由于受燕山期阳平关—巴山弧—襄樊—广济巨大向南的推覆构造的强烈逆冲掩盖，致使该缝合带在大别南缘一带失去原貌，蛇绿岩、火山岩及超镁铁质岩很少出露，仅在随州南—京山一段见有少量残存火山岩岩片，周家湾变质玄武岩-辉长岩构造岩片以及竹林湾枕状玄武岩片就是其中之一。周家湾变质玄武岩-辉长岩构造岩片的形成时代从其中夹有确凿化石依据的P、T_{1-2}岩块，其上又为白垩纪红层覆盖，可以初步判定其为印支期形成。前面的研究证明，该火山岩系代表一种初始洋的大地构造环境。初始洋是当岩石圈上部伸展变薄已达到软流圈等势面的深度时，软流圈物质沿轴部贯入、溢出，新洋壳开始形成，大陆岩石圈板块彻底分裂并开始向两侧离散，于是形成了具有扩张脊的小型洋盆，它已显著区别于大陆裂谷的大地构造性质，其基底已不再是陆壳，而是洋壳或准洋壳，成为类似于红海、亚丁湾或加利福尼亚湾的大地构造环境。这表明，古生代晚期—中生代早期，由于秦岭第二条缝合带（勉略缝合带）在本区的发育，而使秦岭—大别微板块与扬子板块完全分离，从而开始了其各自相对独立的地质演化过程，直至印支期南北板块的相继碰撞，形成秦岭—大别碰撞造山带。

第八章　大别山南缘火山岩带

我们最新的野外地质调查表明，勉略结合带沿巴山弧—襄樊—广济断裂带向东，经花山蛇绿构造混杂带，直到大别山南沿地区。在大别山南缘宿松县北侧二郎地区出露有超基性岩构造岩片，并在大别山南缘主边界断裂带中及其旁侧出露有清水河辉长岩、辉石岩、安山岩构造岩片以及浠水—兰溪双峰式火山岩构造岩片。初步的研究结果表明，兰溪双峰式火山岩形成于陆间裂谷—初始洋盆的大地构造环境，类似于勉县—略阳地区黑沟峡双峰式火山岩的地球化学特征和形成大地构造环境；而清水河辉长岩-辉石岩显示了堆晶岩的地球化学特征，来源于一个部分亏损的地幔源区。清水河安山岩则具有明显的 Nb、Ta 亏损等弧岩浆杂岩系地球化学特征。从而表明，在大别山南缘清水河、兰溪地区出露的辉长岩-辉石岩、火山岩，以及二郎超基性岩岩片，很可能是勉略结合带东延的残存遗迹。对该地区的进一步深入研究，详细厘定有关火成岩组合的性质、形成大地构造环境、地质关系，对于最终约束勉略带东延的细节，将具有重要的理论意义。

第一节　二郎超基性岩

二郎超基性岩出露于宿松县北西侧约 10 km 的二郎地区，呈约 400m×600m 见方的一个构造岩片，夹持在原划震旦系柳坪岩组（Z_1）一套石灰岩、绢云母片岩、石英片岩之中。岩石已强烈蚀变，成为蛇纹岩和蛇纹片岩，呈黄绿色、青绿色块状构造，部分样品可见残余的粒状镶嵌结构及网环结构，主要组成矿物为叶蛇纹石和利蛇纹石，并可见少量的透闪石。化学成分及微量、稀土元素分析结果见表 8-1。

表 8-1　大别清水河地区火山岩主元素（%）和微量元素分析结果（$\times10^{-6}$）

Table 8-1　Major（%）and trace element（$\times10^{-6}$）analysis result for the volcanic rocks from Qingshuihe area，Dabie mountain

编号	EL01	EL02	EL03	QS11	QS12	QS21	QS27	QS32	LX03	LX09
位置	二郎	二郎	二郎	清水河	清水河	清水河	清水河	清水河	兰溪	兰溪
岩性	蛇纹岩	蛇纹岩	辉长岩	辉石岩	辉石岩	安山岩	安山岩	安山岩	流纹岩	斜长角闪岩
SiO_2	28.58	27.95	43.52	44.35	40.46	62.52	58.39	60.65	75.05	52.09
TiO_2	1.18	2.15	2.26	0.53	0.72	1.16	1.59	1.56	0.07	0.32
Al_2O_3	20.09	16.81	15.94	10.13	12.82	14.84	14.44	14.83	13.37	9.04
Fe_2O_3	10.24	16.23	13.30	12.72	12.28	7.27	8.42	8.22	0.78	14.98

续表

编号	EL01	EL02	EL03	QS11	QS12	QS21	QS27	QS32	LX03	LX09
位置	二郎	二郎	二郎	清水河	清水河	清水河	清水河	清水河	兰溪	兰溪
岩性	蛇纹岩	蛇纹岩	辉长岩	辉石岩	辉石岩	安山岩	安山岩	安山岩	流纹岩	斜长角闪岩
FeO	7.28	8.55	7.05	8.85	8.65	4.05	5.02	4.68	0.18	10.2
MnO	0.16	0.22	0.21	0.18	0.22	0.12	0.15	0.15	0.01	0.30
MgO	27.42	24.32	6.70	15.46	11.73	1.56	3.04	2.18	0.12	10.15
CaO	1.10	1.73	14.76	10.95	9.62	3.59	5.34	4.47	1.18	10.39
Na_2O	0.03	0.03	1.84	0.87	1.99	4.68	3.87	4.33	2.55	0.90
K_2O	0.01	0.01	0.21	0.21	0.95	2.45	2.97	2.68	6.04	0.48
P_2O_5	0.29	0.30	0.38	0.03	0.03	0.46	0.66	0.61	0.02	0.08
LIO	11.25	10.46	1.05	4.31	9.01	0.89	1.63	0.99	0.32	0.77
Total	100.35	100.21	100.17	99.74	99.83	99.57	100.5	100.67	99.51	99.5
Li	11.3	10.6	22.1	25.4	32.3	16.8	20.6	17.6	3.54	4.40
Be	0.19	0.13	0.62	0.23	0.23	1.93	2.08	2.07	0.68	2.89
Sc	16.8	36.1	46.3	47.0	11.4	18.9	20.8	19.3	0.09	29.3
V	140	335	371	223	248	32.1	76.9	81.1	5.45	153
Cr	16.8	294	190	1071	367	3.60	3.67	5.38	2.32	856
Co	28.5	52.0	79.4	72.2	68.3	62.7	54.2	40.5	81.3	63.4
Ni	127	333	95.0	196	145	7.61	7.39	3.87	1.77	146
Cu	8.28	16.6	38.1	33.0	180	12.7	15.5	14.7	2.38	49.4
Zn	81.2	109	112	70.0	71.6	86.8	113	101	8.54	119
Ga	11.4	14.8	18.7	10.5	11.4	20.9	19.6	20.6	10.4	12.3
Ge	0.68	0.86	1.35	1.40	1.25	1.64	1.51	1.60	0.59	2.05
Rb	0.13	0.19	2.18	2.85	28.9	63.9	65.7	62.9	105	3.01
Sr	4.94	4.63	308	251	293	625	367	510	166	24.6
Y	38.8	77.4	42.0	10.1	8.60	43.9	41.1	42.7	1.34	35.0
Zr	158	126	164	24.8	16.5	325	264	323	49.6	50.4
Nb	12.2	5.24	5.03	0.90	0.77	16.2	14.2	15.5	0.83	3.99
Sn	1.33	1.74	1.14	0.32	0.31	1.83	1.57	1.78	0.25	1.76
Cs	0.05	0.05	0.24	0.51	8.43	2.69	3.01	2.83	0.22	0.03
Ba	1.50	2.03	16.4	63.3	307	1836	2236	2499	1379	48.1
La	93.1	37.9	15.8	3.67	2.69	59.6	54.0	61.8	27.0	16.6
Ce	15.0	84.2	36.1	9.53	7.35	127	114	131	37.7	34.9
Pr	19.4	10.8	5.57	1.57	1.26	15.0	13.9	15.2	3.41	4.99
Nd	68.2	44.8	25.3	7.65	6.56	55.3	52.7	56.7	9.60	21.1
Sm	10.7	10.2	6.32	2.01	1.83	9.90	9.70	10.2	1.10	5.34
Eu	2.17	3.76	2.04	0.74	0.64	4.06	3.90	3.68	1.01	0.84
Gd	10.6	11.7	6.72	1.93	1.80	9.20	9.16	9.66	1.15	5.55
Tb	1.25	1.97	1.13	0.31	0.30	1.27	1.25	1.29	0.09	0.95
Dy	6.61	12.2	6.84	1.81	1.76	6.93	6.76	6.95	0.34	5.72
Ho	1.26	2.66	1.52	0.38	0.37	1.40	1.34	1.38	0.05	1.28

续表

编号	EL01	EL02	EL03	QS11	QS12	QS21	QS27	QS32	LX03	LX09
位置	二郎	二郎	二郎	清水河	清水河	清水河	清水河	清水河	兰溪	兰溪
岩性	蛇纹岩	蛇纹岩	辉长岩	辉石岩	辉石岩	安山岩	安山岩	安山岩	流纹岩	斜长角闪岩
Er	3.37	6.88	4.00	0.95	0.92	3.71	3.58	3.64	0.15	3.46
Tm	0.45	1.01	0.59	0.13	0.13	0.55	0.51	0.52	0.02	0.52
Yb	3.02	6.89	4.15	0.94	0.83	3.81	3.48	3.60	0.12	3.79
Lu	0.43	0.98	0.64	0.14	0.13	0.60	0.54	0.54	0.02	0.60
Hf	4.06	3.27	4.15	0.87	0.66	7.16	6.24	7.13	1.44	1.63
Ta	0.61	0.29	0.42	0.07	0.06	0.98	0.85	0.90	0.16	0.39
Pb	0.65	0.71	3.29	3.48	6.99	19.4	16.2	19.0	29.4	2.80
Th	7.44	0.60	0.62	0.24	0.07	9.25	7.10	10.5	9.06	8.45
U	0.51	0.14	0.16	0.04	0.03	1.11	0.88	1.20	0.27	0.32

注：由西北大学大陆动力学国家重点实验室分析（2001）。其中，常量元素采用 XRF 法分析，微量和稀土元素采用 ICP-MS 法分析。

分析结果表明，本区超基性岩化学成分具有以下特点：

1）岩石 SiO_2 含量极低，仅为 27.95%～28.58%，属极低 SiO_2 的超基性岩类。

2）岩石中 H_2O 含量（烧失量）很高，可达 10.46%～11.25%，充分表明岩石已强烈蛇纹石化，这与野外和镜下观察的结果是一致的。

3）岩石中 CaO 含量在 1.10%～1.75%之间，较通常的纯橄榄岩 CaO 含量高，但较单斜辉石橄榄岩 CaO 含量低，而与戴里提供的方辉橄榄岩 CaO 含量（1.29%）接近。CaO 在方辉橄榄岩和纯橄榄岩中是一种少量组分，而在二辉橄榄岩中含量较高，单斜辉石橄榄岩中 CaO 含量最高（个别可达 7.01%），从而说明本区超基性岩单斜辉石含量低，主要岩石类型应为方辉橄榄岩或含一定量辉石（<10%）的纯橄榄岩类，这与世界典型的蛇绿岩套中超基性岩的岩石类型相似。

4）需要指出的是，本区超基性岩 Al_2O_3 含量很高，其原因有待进一步的研究查明。

稀土元素分析结果表明，本区超基性岩类（蛇纹岩）具有很高的稀土富集度，稀土总量为（235.58～235.95）$\times 10^{-6}$；轻重稀土分异明显，ΣLREE/ΣHREE 在 4.33～7.72 之间；$(Ce/Yb)_N$ 为 1.38～3.39；而 $(La/Yb)_N$ 变化很大，在 3.95～22.11 之间；岩石 δEu 变化大，EL01 样品 δEu 为 0.62，有弱的 Eu 亏损，而 EL02 号样品 δEu=1.05，基本无 Eu 异常。在稀土元素球粒陨石标准化配分图解中（图 8-1a），曲线为右倾负斜率轻稀土富集型，其中 EL02 号样品出现 Eu 的弱负异常以及 Ce 的较强负异常。

本区蛇纹岩类微量元素原始地幔标准化配分型式（图 8-2a）变化较大，其中 Rb、Ba、K、Sr 呈强烈的亏损状态，而 Ti 呈弱的亏损状态，这可能表明本区

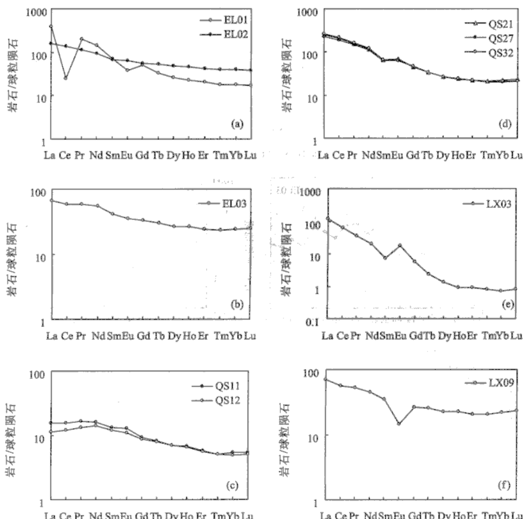


图 8-1 大别山南缘火成岩类稀土元素球粒陨石标准化配分图解

Fig. 8-1 The chondrite-normalized rare earth element distributions for the magma rocks

(a) 二郎蛇纹岩；(b) 清水河辉长岩；(c) 清水河辉石岩，(d) 清水河安山岩；

(e) 兰溪流纹岩，(f) 兰溪斜长角闪岩

超基性岩类曾经产生过一定程度的部分熔融。值得注意的是，岩石中 Th、U 和 La、Ce 均呈较明显的富集状态，这与勉略蛇绿岩带中超基性岩类的稀土元素地球化学特征有较大区别，这可能与地幔橄榄岩所遭受的上地幔富集流体的交代作用有关，但这仅仅是一种推测，尚有待证实。总之，本区超基性岩类的痕量元素具有一定的特殊性，在不相容元素组中出现了显著的差异和不一致性。

本区蛇纹岩 N 型 MORB 标准化配分型式表明（图 8-3a），岩石中 Sr、K、Rb、Ba 等大离子亲石元素为显著的负异常，Th 显示为正异常，而其他元素（如 Ta、Nb、Ce、Zr、Hf、Sm、Y、Yb 等）基本为一平直的曲线，富集度与

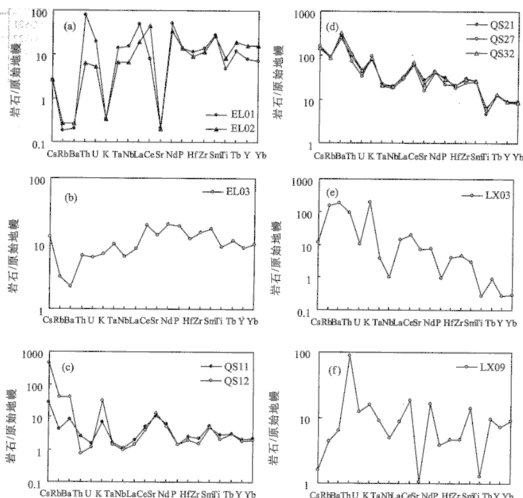


图 8-2 大别山南缘火成岩类微量元素原始地幔标准化配分型式

Fig. 8-2 The primitive mantle-normalized trace element distributions for the magma rocks

(a) 二郎蛇纹岩；(b) 清水河辉长岩；(c) 清水河辉石岩，(d) 清水河安山岩；

(e) 兰溪流纹岩，(f) 兰溪斜长角闪岩

N 型 MORB 十分接近。

第二节 清水河辉长岩与辉石岩

清水河辉长岩-辉石岩体出露于蕲春县东侧清水河—黄厂一带，呈长约 10km，宽 1km 和 5km 的两条岩片，夹持在一套浅变质绿片岩相火山岩系之中。辉长岩为灰黑色，块状构造，中粒—中粗粒辉长结构，主要造岩矿物为普通辉石、基性斜长石，可见少量斜方辉石。基性斜长石均已产生钠黝帘石化，辉石类矿物广泛发生绿泥石化。辉石岩为深黑色，均一块状构造，粒度变化大，从微细

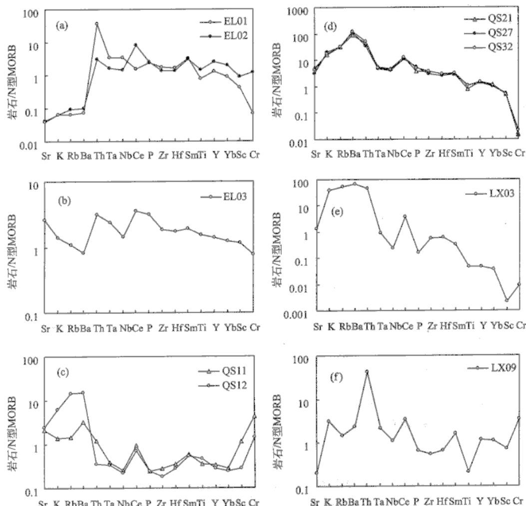


图 8-3 大别山南缘火成岩 N 型 MORB 标准化配分型式

Fig. 8-3 The N-type MORB-normalized trace element distributions for the magma rocks

(a) 二郎蛇纹岩；(b) 清水河辉长岩；(c) 清水河辉石岩，(d) 清水河安山岩；

(e) 兰溪流纹岩，(f) 兰溪斜长角闪岩

粗—粗粒结构均可见到，微细粒状辉石岩外貌极似粒玄岩。主要组成矿物为单斜辉石和斜方辉石，次要矿物为长石和少量角闪石。辉石类矿物自形程度较好，大多为自形—半自形短柱状晶形，可见一组柱面解理，横切面见两组辉石式解理，并已产生明显绿泥石化。斜长石自形程度较差，呈填隙状分布于辉石颗粒之间，并已产生明显的钠黝帘石化、绢云母化和高岭土化。整个岩石显示为堆积岩的结构特征，属辉石中堆积岩类。

分析结果（表 8-1）表明，本区辉长岩 SiO_2 含量偏低（43.52%），略低于基性岩的 SiO_2 含量范畴。岩石 TiO_2 含量较高（2.26%），Fe_2O_3、FeO、MgO、

CaO、Al_2O_3 均较高，而全碱含量较低（$Na_2O+K_2O=2.05\%$），尤其是 K_2O 含量低，仅为0.21%。在 SiO_2-Nb/Y 图解（图8-4a）中位于亚碱性区内，在 SiO_2-Zr/TiO_2 图解中（图8-4b）则位于玄武岩区下方。

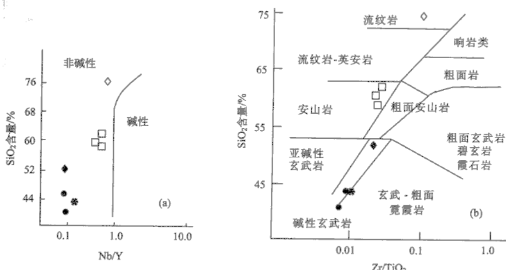


图8-4　大别南缘火成岩类 SiO_2-Nb/Y (a) 和 SiO_2-Zr/TiO_2 (b) 图解

（据 Winchester and Floyd，1977）

Fig. 8-4　SiO_2-Nb/Y (a) and SiO_2-Zr/TiO_2 (b) diagrams of the magma rocks

●. 示清水河辉石岩；✱. 示清水河辉长岩；□. 示清水河安山岩；

◆. 示兰溪斜长角闪岩；◇. 示兰溪流纹岩

本区辉长岩稀土总量为 116.72×10^{-6}，轻重稀土分异程度中等，ΣLREE/ΣHREE 为3.56；岩石 $(La/Yb)_N=2.73$，$(Ce/Yb)_N=2.42$，$\delta Eu=0.95$，基本无Eu异常。在稀土元素球粒陨石标准化配分图解（图8-1b）中，曲线为一平滑的右倾负斜率曲线，Eu处无异常。

本区辉长岩不相容元素原始地幔标准化配分型式（图8-2b）表明，曲线总体呈左倾正斜率亏损型分布型式，有明显的Ba、Nb相对亏损，且Th、U、Ta、Nb、La、Ce等不相容性较强的元素相对于Hf、Zr、Sm、Yb、Ta、Y等不相容性较弱的元素呈亏损状态，显示了典型的亏损地幔源区特征，这与略阳庄科洋壳玄武岩的微量元素分布型式极为相似，表明本区辉长石类可能来自于亏损的地幔源区，相当于洋壳中下部层位（均质辉长岩、堆晶辉长岩系）的组成部分。

本区辉长岩微量元素N型MORB标准化配分型式图（图8-3b）表明，曲线总体为一平直曲线，除有Ba、Nb的轻微负异常和Th、Ce、P的弱正异常外，其他元素与标准N型MORB的同种元素丰度值十分接近。从而再次说明，本区辉长岩类不同于陆内及岛弧区出露的基性侵入岩类，而总体显示为扩张中脊亏损地幔源区基性岩浆结晶产物的地球化学特征。

通常认为，Nb-Zr-Y 图解是判别变质火山岩形成构造环境的有效方法，在此我们借用该图解对本区辉长岩进行分析。从图 8-5 可以看到，辉长岩投影点位于 N-MORB 区内，这与其他微量元素的判别结果是一致的。

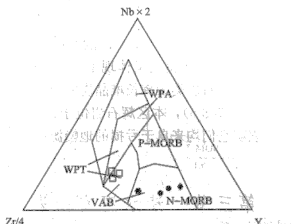


图 8-5 大别南缘火成岩类 Nb-Zr-Y 图解
（据 Meschede，1986）

Fig. 8-5 The Nb-Zr-Y diagram for the magma rocks

WPA. 板内碱性玄武岩；WPT. 板内拉斑玄武岩；P-MORB. P 型洋中脊玄武岩；N-MORB. N 型洋中脊玄武岩；VAB. 火山弧玄武岩；●. 示清水河辉石岩；✻. 示清水河辉长岩；□. 示清水河安山岩；◆. 示兰溪斜长角闪岩

分析结果表明（表 8-1），本区辉石岩类 SiO_2 含量较低（40.46%～44.35%），处在超基性岩 SiO_2 含量范围之内。岩石 Fe_2O_3 含量（12.28%～12.72%）、FeO 含量（8.85%～8.65%）、MgO 含量（11.73%～15.46%）明显高于辉长岩类，而 CaO 含量（9.65%～10.95%）低于辉长岩类。

在 SiO_2-Nb/Y 图解（图 8-4a）和 SiO_2-Zr/TiO_2（图 8-4b）中处在亚碱性区，并与本区辉长岩的投影位置十分接近。

本区辉石岩类稀土总量很低，在（26.57～31.76）$\times 10^{-6}$之间，远低于辉长岩类的稀土总量。轻重稀土分异程度与辉长岩类相当，ΣLREE/ΣHREE 在 3.26～3.82 之间；$(La/Yb)_N$＝ 2.32～2.80，$(Ce/Yb)_N$＝ 2.46～2.82，δEu＝1.07～1.13，基本无 Eu 异常。在稀土元素球粒陨石标准化配分图解（图 8-1c）中，曲线总体为右倾负斜率轻稀土富集型，与辉长岩稀土配分型式类似，不同之处在于，辉石岩最轻稀土（La、Ce）部分有微弱的亏损现象，而中稀土 Pr、Nd 有轻微富集现象。

本区辉石岩类不相容元素原始地幔标准化配分型式（图 8-2c）表明，曲线总体为右倾型式，Ba、K、Sr 呈相对富集状态，恰好与本区辉长岩类相反，而 Th、

U、Ta、Nb 和 P、Zr、Hf 则呈相对亏损状态，其他元素丰度值与原始地幔十分接近。本区辉石岩类配分曲线总体与辉长岩配分曲线呈反向倾斜，为明显的互补型式。从而表明，本区辉长岩和辉石岩确属辉长堆积岩系的不同组成部分。

本区辉石岩类 N 型 MORB 标准化配分型式（图 8-3c）与本区辉长岩配分曲线既有显著的互补性，同时又具有明显的承袭性。辉石岩配分曲线中 Rb、Ba 的正异常和 Th 的负异常以及 Zr、Hf、Sm、Ti 的左倾型式，恰与辉长岩呈互补特征，而 Nb 的轻度亏损和 Ce 的弱富集又体现了与辉长岩类的显著承袭性。从而再次表明，本区辉长岩与辉石岩类为辉长堆晶岩的不同组成部分。

在 Nb-Zr-Y 图解中（图 8-5），本区辉石岩位于 N-MORB 区内，与本区辉长岩具有相同的特征，表明它们均来自于亏损的地幔源区，为洋壳蛇绿岩堆晶岩系的组成部分。

第三节　清水河安山岩类

清水河安山岩岩片分布在辉长岩-辉石岩北侧，为一套浅变质火山岩系。岩石具明显的片理化现象，灰绿色，块状构造，斑状结构，斑晶矿物主要为角闪石和斜长石，基质为霏细结构和变质重结晶微细粒变晶结构。

分析结果表明（表 8-1），本区安山岩类 SiO_2 含量在 58.39%～62.52%之间，属高硅安山岩类；TiO_2 含量在 1.19%～1.59%之间，平均为 1.45%，就 TiO_2 含量而言，略高于岛弧区安山岩类 TiO_2 含量（0.85%）；岩石 K_2O、Na_2O 含量较高，分别在 2.68%～2.97%和 3.87%～4.33%之间。在 SiO_2-Nb/Y 图解（图 8-4a）中位于亚碱性岩区，在 SiO_2-Zr/TiO_2 图解（图 8-4b）中位于安山岩区内。

本区安山岩类稀土总量很高，在（274～306）$\times10^{-6}$之间，轻重稀土分异显著；ΣLREE/ΣHREE 在 9.32～10.10 之间变化，岩石 $(La/Yb)_N$ = 11.13～12.31，$(Ce/Yb)_N$ = 9.10～10.11，δEu = 1.12～1.28，具轻微的正铕异常。稀土配分曲线（图 8-1d）为平滑的右倾负斜率轻稀土富集型，Eu 处有一弱的低谷。

安山岩不相容元素原始地幔标准化配分型式图（图 8-2d），总体为右倾型式，这与本区辉长岩类明显不同，曲线中有 Nb、Ta 的负异常，以及 Ti 的负异常，表明其总体应形成于岛弧或活动大陆边缘的大地构造环境，与洋壳的俯冲有成因联系；而 Ti 的负异常表明岩浆体系经历过 Ti、Fe 氧化物分离结晶作用。

安山岩微量元素 N 型 MORB 标准化配分型式（图 8-3d）总体显示为弧火山岩的特征，以 Nb、Ta 的亏损和 Rb、Ba、Th 以及 Ce 的明显正异常为特征。

在 Nb-Zr-Y 图解（图 8-5）和 Nb/Th-Nb，La/Nb-La 图解（图 8-6）中，本区安山岩类均位于岛弧火山岩区。

本区安山岩类 Th/Ta = 8.35～11.67、Th/Yb = 2.04～2.92、Ta/Yb =

0.24～0.26，总体仍显示为弧火山岩的特征。从而表明，清水河安山岩类应为与洋壳俯冲作用有关的弧岩浆系列；但其岩石类型、TiO_2 含量高和 Nb、Ta 亏损程度不强等特征指示其应为活动大陆边缘弧岩浆杂岩系的组成部分，而与典型的岛弧（洋内岛弧）火山岩系有一定区别。

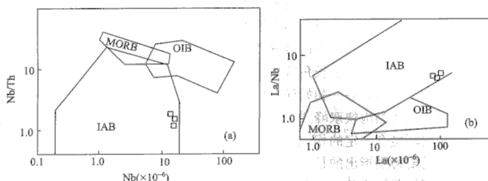


图 8-6 火山岩 Nb/Th-Nb (a) 和 La/Nb-La (b) 图解（据李曙光，1993）

Fig. 8-6 The Nb/Th-Nb (a) and La/Nb-La (b) diagrams

MORB. 大洋中脊玄武岩；OIB. 洋岛玄武岩；

IAB. 岛弧玄武岩；□. 清水河安山岩

第四节 兰溪双峰式火山岩系

兰溪双峰式火山岩系沿襄樊—广济（大别山南缘主边界）断裂系分布，火山岩展布方向与断裂延伸方向一致，由角闪岩相变质基性火山岩（斜长角闪岩）和酸性流纹岩组成。基性和酸性火山岩呈互层状，层厚为 0.2～5.0 m 不等，为典型的双峰式火山岩套。其中酸性流纹岩类变质程度较低，仍可见残余的流纹构造，并可见流纹绕过斑晶的现象，但其基质已明显重结晶，为微晶长英质粒状变晶结构。

在 SiO_2-Nb/Y 图解中（图 8-4a），斜长角闪岩和流纹岩均位于亚碱性火山岩区，在 SiO_2-Zr/TiO_2 图解（图 8-4b）中则分别位于流纹岩和玄武岩区内。

斜长角闪岩稀土总量为 105.64×10^{-6}，轻重稀土分异程度中等，ΣLREE/ΣHREE 为 3.83；岩石 $(La/Yb)_N=3.14$，$(Ce/Yb)_N=2.56$。然而，令人费解的是，本区斜长角闪岩 $\delta Eu=0.43$，显示为显著的负 Eu 异常（图 8-1f），这与正常的斜长角闪岩大多呈正 Eu 异常明显不同；而本区流纹岩类稀土总量为 81.76×10^{-6}，反而低于斜长角闪岩，其轻重稀土分异极强，岩石 ΣLREE/ΣHREE = 41.14，$(Ca/Yb)_N=161.39$，$(Ce/Yb)_N=87.27$，而其 $\delta Eu=2.72$，显示了显著的正铕异常（图 8-1e）。本区斜长角闪岩的负 Eu 异常和流纹岩的正铕异常，以及斜长角闪岩稀土总量高于流纹岩的现象是令人费解的，其原

因有待进一步的研究工作查明。

本区斜长角闪岩不相容元素原始地幔标准化配分型式（图 8-2f）变化较大，以 Th 的较高正异常和 Sr、Ti 的较低负异常为特征；而 N 型 MORB 标准化配分型式（图 8-3f）则相对较为平直，除 Th 的正异常和 Sr、Ti 的负异常外，其他元素与 N 型 MORB 的标准值十分接近。另外，在 Nb-Zr-Y 图解（图 8-5）中，本区斜长角闪岩位于 N-MORB 区内，表明其源区具有亏损地幔的特征。

上述的初步分析表明，本区兰溪双峰式火山岩不同于通常的大陆裂谷双峰式火山岩系，其基性单元（斜长角闪岩）显示了一定亏损地幔源区特征，从而表明它们可能形成于陆间裂谷—初始洋盆阶段，代表大陆裂谷向初始洋盆转化阶段的产物。与勉略地区黑沟峡双峰式火山岩和大别南缘花山地区周家湾变质玄武岩的形成大地构造环境有一定的相似之处。

然而，需要特别指出的是，兰溪双峰式火山岩稀土元素特征显示了一定的特异性，且我们的分析样品十分有限，尚不能对其形成大地构造环境作最后定论，上述推断仅供参考，尚有待进一步的研究证实。

第五节　小　　结

我们的初步研究结果表明，大别山南缘清水河辉长岩-辉石岩应为一套堆晶辉长岩系，来自于亏损的软流圈地幔，可能为洋壳中下部的组成部分，很可能是勉略缝合带在大别山南缘出露的重要岩石学证据；而清水河安山岩总体显示为弧火山岩的地球化学特征，可能形成于活动大陆边缘的大地构造环境，并与勉县—略阳地区三岔子岛弧安山岩类有一定的相似之处，很可能与勉略洋盆在 C—P 纪的俯冲消减有成因联系。兰溪双峰式火山岩总体显示为陆间裂谷—初始洋盆的形成环境，其基性单元（斜长角闪岩）显示了一定亏损地幔源区的地球化学特征，与黑沟峡双峰式火山岩有一定相似之处，表明裂陷作用已影响到软流圈等势面的深度，新生的初始（准）洋壳已开始生成，它可能代表了勉略洋盆发育早期阶段岩浆作用的产物，但有待进一步的证实。二郎超基性岩无论是主量元素，还是稀土、微量元素均显示了一定的特殊之处，目前已获得的研究资料还无法与勉略地区的超基性岩类类比，其详细的地球化学特征和大地构造含义有待进一步研究落实。

第九章　勉略洋盆性质及其时空演化

从特提斯（Tethys）研究历史与现状的系统分析表明，自 Neumayr（1885）提出中央古地中海，Suess（1893）正式提出“特提斯”概念，已有百余年研究历史，尤其是 20 世纪 70～80 年代用板块构造观重新研究它以来，关于“特提斯”概念的内涵与外延更有很大发展变化。但迄今为止，关于东古特提斯范围、属性、形成与演化基本特征等问题仍是争论的焦点。尤其在当前大陆板块构造研究深化并进行大陆动力学探索研究的形势下，从中国大陆地质实际出发，以新的学术思想进行古特提斯带的深入系统综合研究是十分必要和重要的。

蛇绿岩及其相关火山岩系是大陆古老造山带中残存的古板块构造演化过程中的历史记录，它记录了大洋壳下的地幔对流、变形、熔融、交代作用，壳幔物质交换、洋壳成因、岩浆演化以及洋盆的形成、发展和消亡过程等大量信息。因此，蛇绿岩的研究不仅对了解地质历史中大洋岩石圈的演化有重要意义，而且对恢复重建古陆块拼合过程及造山旋回也是至关重要的。

第一节　勉略洋盆的性质

秦岭勉略古洋盆长期处于特提斯构造域中，具有多块体中、小洋陆相互作用的东古特提斯构造的基本特征，并成为中国大陆印支期完成其主体最后拼合的主要碰撞造山结合带，在中国大陆的形成与演化中占有突出重要地位。勉略洋总体属于中小洋盆，未形成典型威尔逊旋回中成熟的大洋洋壳。勉略洋盆西延经康县—琵琶寺—南坪直至阿尼玛卿德尔尼，向东经巴山弧、随县花山地区，直至大别山南缘宿松、清水河地区。在不同区段残存出露的火山岩与蛇绿岩岩片，地球化学特征、岩石组合和构造属性既有相似之处又有明显差异，表明勉略洋盆在横向上的发育程度是有差异的，可能并未形成纵贯东西的一个统一大洋，而是以中小洋盆、陆间裂谷、初始洋为典型代表的自西向东的一系列构造域呈串珠状分布构成。

一、阿尼玛卿德尔尼有限洋盆

阿尼玛卿德尔尼蛇绿岩为洋脊型蛇绿岩，发育有典型的 N-MORB。蛇绿岩主要由变质橄榄岩、辉石岩、辉长岩、变质玄武岩和含放射虫硅质岩、硅泥质岩组成。变质玄武岩的微量元素配分型式为典型的 N-MORB 类型，不同于岛弧玄

武岩和板内玄武岩，从 Zr 到 Cr 基本上未发生明显的分馏，比较富集 Ba，亏损 K、Ta 等元素。变质玄武岩稀土元素丰度大约 15 倍于球粒陨石，$(La/Yb)_N$ 平均为 0.45，$(Ce/Yb)_N$ 平均为 0.57，球粒陨石标准化配分曲线显示 LREE 相对 HREE 亏损，基本无 Eu 异常，具有典型 N-MORB 的稀土元素地球化学特征，表明蛇绿岩中变质玄武岩岩浆来自亏损的软流圈地幔中等至高程度部分熔融。变质玄武岩的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 坪年龄为（345.3±7.9）Ma，等时线年龄为（336.6±7.1）Ma，表明早石炭世时在阿尼玛卿带已存在稳定和成熟的有限洋盆。

二、康县—琵琶寺—南坪中小洋盆

康县—琵琶寺—南坪蛇绿构造混杂带是一个复杂的、包括有不同成因岩块的混杂带。该带中分布有蛇绿岩块（古洋壳残片）、洋岛拉斑玄武岩块和洋岛碱性玄武岩类。该混杂带不仅在构造形迹上与勉县—略阳蛇绿构造混杂带直接联通，而且在形变特征、混杂带的物质组构以及火山岩特征和性质上与勉县—略阳蛇绿构造混杂带完全可以类比。因此，康县—琵琶寺—南坪蛇绿构造混杂带是勉略带向西延伸的组成部分。

琵琶寺一带分布的洋脊拉斑玄武岩，无论是其稀土元素特征，还是不活动痕量元素特征，均表明其为典型的大洋拉斑玄武岩（MORB 型玄武岩）。而康县—琵琶寺—南坪蛇绿构造混杂带内广泛分布的洋岛拉斑和洋岛碱性玄武岩岩片，就其火山岩组成和地球化学特征看，它们并非洋中脊扩张过程中岩浆活动的产物，也不是原始大洋岛弧和大陆边缘弧的组成部分，而是典型的大洋板块内部岩浆作用产物。该套拉斑和碱性系列玄武岩不仅具共源岩浆演化趋势，地球化学特征显示为 OIB 型，而且更为重要的是，它们与一套典型的洋壳蛇绿岩（MORB 型玄武岩）密切共（伴）生（如琵琶寺岩区）。康县—琵琶寺—南坪构造混杂带内的 MORB 型洋壳蛇绿岩，无论从岩相学还是地球化学特征上均与勉略蛇绿岩带庄科蛇绿岩和阿尼玛卿德尔尼蛇绿岩完全一致。康县—琵琶寺—南坪构造混杂带内 MORB 型玄武岩为低绿片岩相变质特征；而洋岛型玄武岩尤其是洋岛碱性玄武岩片变质程度低于 MORB 型玄武岩，大多为块状玄武岩。塔藏洋岛碱性玄武岩基本未变质，镜下尚可见部分玄武岩的原岩结构。这一特征符合洋盆发育和消减过程中不同构造属性火山岩变质程度的变化规律。综合上述各方面证据，康县—琵琶寺—南坪构造混杂带内的 OIB 性质玄武岩不是大陆板内岩浆活动产物，而是典型的洋岛型大洋板内岩浆活动的产物。

康县—琵琶寺—南坪蛇绿构造混杂带的初步厘定，以及带内洋壳蛇绿岩和洋岛拉斑玄武岩、洋岛碱性玄武岩三种不同火山岩岩石-构造组合的确定，表明南秦岭勉略洋盆在 $D—C—T_2$ 期间曾经经历过一个较完整的有限洋盆发生、发展与消亡的过程。

三、略阳—勉县—鞍子山有限洋盆

该区段是一个复杂的、包括不同成因岩块的蛇绿构造混杂带。带内超基性岩类主要为方辉橄榄岩和纯橄榄岩，稀土特征为轻稀土亏损、铕富集型；辉绿岩均为轻稀土富集型。变质火山岩可区分为三种类型：一为轻稀土亏损的洋脊拉斑玄武岩，其 Ti/V、Th/Ta、Th/Yb、Ta/Yb 表明其为 MORB 型玄武岩，代表本区消失了的洋壳岩石；第二类为初始洋壳型变质玄武岩，以黑沟峡岩片为代表；第三类为岛弧火山岩组合。这表明略阳—勉县—鞍子山有限洋盆在晚古生代—早中生代期间曾经经历过一个较完整的有限洋盆的发生、发展与消亡过程，这期间秦岭已成为一个独立的岩石圈微板块。

文家沟—庄科南洋脊型玄武岩呈长约 5km、宽约 300～700m、北西西—南东东方向展布的构造岩片，向西延伸至三岔子岛弧火山岩的北侧文家沟，向东延伸至庄科村南侧，该岩片东端与黑沟峡双峰式变质火山岩岩块相邻，由剪切构造片理带分隔，分属两个不同的岩片和岩石构造组合类型。文家沟—庄科南火山岩片北与泥盆系泥质岩、碎屑岩和泥质碳酸盐接触，界面为一向北倾的逆冲推覆构造带，南侧为顺层分布的碳质、碳泥质、碳硅质强剪切基质。该组玄武岩具有相对高 TiO_2 含量（0.92%～1.86%，平均为 1.31%）的特点，与现代大洋洋脊拉斑玄武岩 TiO_2 含量及变化范围接近；岩石 Fe_2O_3＋FeO、MgO 含量高，具有特征的大洋拉斑演化趋势，即随 MgO 降低，Fe_2O_3＋FeO 迅速增加。该组玄武岩 $(La/Yb)_N$＝0.30～1.07（平均为 0.51），$(Ce/Yb)_N$＝0.33～1.01（平均为 0.54），δEu＝0.84～1.13，岩石基本无 Eu 异常，显示为轻稀土亏损型配分型式，具典型的 N-MORB 稀土元素地球化学特征。该组玄武岩 Ti/V≈22，Th/Ta≈1，Th/Y＝0.04～0.17，Ta/Yb＝0.03～0.09，与来自亏损的软流圈地幔的 MORB 型玄武岩十分类似。

岛弧火山岩主要集中分布在三岔子、桥梓沟及略阳以北横现河一带，均为非碱性系列火山岩。玄武岩具有相对低 TiO_2 含量的特点（0.68%），Fe_2O_3、FeO 含量也低于文家沟—庄科南洋脊拉斑玄武岩；而安山岩类 SiO_2 均大于 57%，平均为 60.25%，属高硅安山岩，具低钾—中钾高硅岛弧安山岩类总体化学成分特点。三岔子岛弧拉斑玄武岩 $(La/Yb)_N$＝6.59，$(Ce/Yb)_N$＝4.02，δEu＝0.98，岩石轻重稀土已明显分异，无铕异常。而安山岩类 $(La/Yb)_N$＝2.78～13.24（平均为 5.84），$(Ce/Yb)_N$＝1.82～6.66（平均为 3.52），δEu＝0.85～1.02（平均为 0.93），存在明显的稀土分异，轻稀土中度富集，铕异常不明显。三岔子岛弧火山岩 Th＞Ta，Nb/La＜0.6，Th/Ta 大多在3～15之间，Th/Yb＝0.68～2.74，Ta/Yb＝0.10～0.84，总体上显示为弧火山岩的地球化学特征。桥梓沟火山岩样品均属非碱性系列火山岩，其中玄武岩和玄武安山岩类 TiO_2 含量

(0.89%～1.04%，平均为 0.89%）略高于三岔子岛弧拉斑玄武岩 TiO_2 含量，而明显低于文家沟—庄科南洋脊玄武岩 TiO_2 含量值；而安山岩（SiO_2 = 57.40%）仍属高硅安山岩的范畴。稀土元素分析结果表明，桥梓沟玄武岩类 $(La/Yb)_N$ = 1.84～2.81（平均为 2.35），$(Ce/Yb)_N$ = 1.31～2.56（平均为 1.94），δEu = 1.26～1.15（平均为 1.21），岩石轻重稀土分异不明显，轻稀土略有富集，具弱正铕异常；而玄武安山岩 $(La/Yb)_N$ = 4.70，$(Ce/Yb)_N$ = 2.41，δEu = 0.99，轻重稀土已产生分异，轻稀土低度富集，基本无铕异常；安山岩 $(La/Yb)_N$ = 4.59，$(Ce/Yb)_N$ = 3.38，δEu = 0.88，轻稀土仍为低—中度富集，铕具微弱的亏损现象，其 $Nb/La < 0.63$，Th/Ta = 2.74～4.25，Th/Yb = 0.92，Ta/Yb = 0.22～0.34，总体仍具典型岛弧火山岩的地球化学特征。

黑沟峡初始洋型双峰式火山岩系主要由玄武岩及少量英安岩、流纹岩组成，缺少中性岩石，表现出双峰式火山岩特征，说明它们形成于大陆裂谷环境。然而，该火山岩系与一般陆内裂谷双峰式火山岩不同，它们的钾含量很低，与低钾的洋中脊玄武岩或低钾岛弧拉斑玄武岩类似。其中，玄武质岩石均属拉斑系列，仅酸性岩属钙碱系列。与原始地幔标准值比较，该组玄武岩痕量元素有如下特征：①Nb 与 La 含量大致相等，Nb 未显示出负异常，Ba 也未显示出正异常，这与岛弧火山岩不同；②具有高 Th、Pb 异常和低 Rb、K 异常，表明该玄武岩来自 MORB 型地幔源并较少受陆壳混染影响，而酸性岩则源于具有陆壳特征的源区；③除了 Th 和 Pb 外，其他痕量元素大致与 N-MORB 类似，而普遍低于 OIB，具有扁平的 REE 模型。综合上述特征，该玄武岩应属于 MORB 型，不是 OIB 和岛弧型，说明该裂谷已拉张成洋盆，洋壳已开始形成；然而该玄武岩与典型 N-MORB 不同之处是 Th 和 Pb 高，该特征又与一些大陆溢流玄武岩类似，这恰好反映了该玄武岩是由初始大陆裂谷向成熟洋盆转化阶段的产物。

鞍子山变质蛇绿杂岩块分布于勉略带东段的勉县县城北部的两岔河乡鞍子山一带。鞍子山蛇绿杂岩与勉略带其他蛇绿岩和火山岩不同的是，鞍子山一带具有较高的区域变质作用，主要出露一套角闪岩相-麻粒岩相变质岩系。鞍子山蛇绿杂岩岩块呈构造岩片混杂于一套云母石英片岩、石榴石云母片岩、角闪片岩夹大理岩透镜体的变质沉积岩中。鞍子山蛇绿杂岩由中部的超镁铁质岩和分布于边部的斜长角闪岩带组成，它们与围岩——变质沉积岩系均为断层接触。其中超镁铁质岩的原岩是方辉橄榄岩，它们相当于蛇绿岩中的变质橄榄岩；与其密切共生的斜长角闪岩的原岩的基性火山岩类，它们具有 MORB 型的地球化学特征，类似于蛇绿岩上部层序中的镁铁质岩类，这些岩石组成了蛇绿岩块。变质橄榄岩类的化学成分与蛇绿岩中的变质橄榄岩相似，而不同于岩浆成因的超镁铁质岩，其稀土元素成分明显表现出强烈亏损特征，具有低的稀土总量，稀土元素分配型式为近平坦曲线但略呈“U”形。斜长角闪岩均为正变质的镁铁质岩，岩石的主元素显示出相似的特征，它们均为拉斑玄武岩系列火山岩。斜长角闪岩的稀土元素组

成可以分为两类：LREE亏损型和REE平坦型。其中LREE亏损型岩石表现出N-MORB的典型特征，它们的微量元素分配型式也具有与现代N-MORB岩石相似的组成，除一些活动元素外，表现出右高左低的亏损不相容元素的平滑曲线，但高场强元素Nb、Ta有微弱的负异常。总的看来，鞍子山斜长角闪岩的地球化学特征与典型蛇绿岩中的镁铁质岩石完全相同，应源于一个类似于亏损洋幔的源区，这表明它们是勉略带上又一个典型的蛇绿杂岩岩块，其可能形成于一个弧后盆地或一个小洋盆的洋脊扩张环境。然而，由于鞍子山蛇绿杂岩的Pb、Nd同位素体系明显不同于勉略带西段的三岔子等蛇绿岩，它们来源于两个不同的同位素地幔源区，鞍子山蛇绿杂岩的形成时代可能比西段古洋壳老，这意味着勉略带应有更复杂的构造演化历史。对鞍子山镁铁质麻粒岩的系统同位素与地球化学研究，表明它具有蛇绿岩基本特征与属性，并获得麻粒岩$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄197～200Ma和麻粒岩矿物-全岩Sm-Nd等时线年龄（192±34）Ma，并与佛坪地区麻粒岩同位素年龄一致，代表其最终碰撞闭合时代。

四、巴山弧中小洋盆

巴山弧两河—饶峰—石泉—高川—五里坝地区为一典型的岛弧岩浆带，带内以弧内裂陷双峰式火山岩和陆缘弧岛弧安山岩岩片为标志，它们指示该区泥盆—石炭纪期间存在并发育的一个有限洋盆。本区火山岩均属非碱性系列火山岩，并可分为亚碱性玄武岩、安山岩和英安流纹岩类。两河玄武岩稀土总量较低，一般在（90～150）$\times10^{-6}$之间，岩石$(La/Yb)_N$（2.62～4.60）、$(Ce/Yb)_N$（2.30～4.09）和δEu（趋近于1，平均为1.03）表明岩石为轻稀土弱富集型，且无Eu异常。而英安流纹岩类稀土总量较高[（108.77～303.60）$\times10^{-6}$之间，平均为186.14×10^{-6}]，其$(La/Yb)_N$（平均为6.75）和$(Ce/Yb)_N$（平均为5.30）表明岩石为轻稀土中度富集型。五里坝双峰式火山岩稀土特征与两河岩片类似，其中玄武岩类稀土总量[（140～155）$\times10^{-6}$之间，平均为151.02×10^{-6}]、$(La/Yb)_N$（3.72～4.15）、$(Ce/Yb)_N$（3.45～3.92）和δEu（平均为1.01）与两河玄武岩基本一致。英安流纹岩类稀土总量（平均为185.20×10^{-6}）、$(La/Yb)_N$（平均7.92）和$(Ce/Yb)_N$（平均为6.49）也与两河英安流纹岩接近。饶峰安山岩类稀土总量较高，一般在（190～300）$\times10^{-6}$之间，平均为247.54×10^{-6}，轻重稀土分异明显，$(La/Yb)_N$介于6.65～8.57之间，平均为7.67；$(Ce/Yb)_N$大多介于5.67～6.88之间，平均为6.22；δEu十分稳定，变化很小，介于0.76～0.83之间，平均为0.79，表明岩石具有弱的负Eu异常。孙家河玄武岩稀土总量较低，一般在（108.19～172.58）$\times10^{-6}$之间，平均为153.07×10^{-6}，轻重稀土有弱—中等分异现象，岩石$(La/Yb)_N$介于6.72～7.85之间，平均为7.21；$(Ce/Yb)_N$大多介于5.43～6.16之间，平均为5.85；

δEu 趋近于 1，表明岩石基本无 Eu 异常。孙家河安山岩类稀土总量同样较低，在（125.49～142.32）$\times10^{-6}$之间，平均为 134.48$\times10^{-6}$，轻重稀土分异程度与本区玄武岩类十分接近，$(La/Yb)_N$＝5.63～7.36，$(Ce/Yb)_N$＝5.02～5.79，δEu 平均为 0.98。

微量元素组合特征表明，两河、五里坝及孙家河火山岩均属典型的弧火山岩，表明该组火山岩总体形成于火山岛弧的大地构造环境，与一个部分亏损的地幔源区和陆壳物质参与有密切成因联系。它们既非典型的壳源成因，也非典型的 MORB 型幔源成因，而是兼具这两种源区的特征，说明岩浆应来源于俯冲带楔形地幔区的局部熔融。

总之，两河、五里坝火山岩以其高 Ba，显著的 Nb、Ta 亏损为特征，充分表明它们是岛弧型岩浆活动的产物。另外，玄武质岩石的 Th/Yb-Ta/Yb 和 Ti/Zr-Ti/Y 不活动痕量元素组合特征，指示它们应生成于一个洋内岛弧的大地构造环境。岩浆起源与一个亏损的地幔源区有直接成因联系，但又显示了显著的陆壳物质参与的地球化学烙印。更值得注意的是，两河、五里坝火山岩与典型的以安山质中性岩浆活动为特色的大陆边缘弧明显不同，而是以玄武质-英安流纹质双峰式火山岩组合为特色，表明它们是一套裂陷环境中的岩浆活动产物。饶峰火山岩主体为一套安山岩类，孙家河组火山熔岩以安山岩和玄武岩为主，它们同样具有高 Ba，低 Nb、Ta 的特征；而岩石的 Th/Yb、Ta/Yb、Th/Ta、Nb/La 和 Ti/Zr-Ti/Y 不活动痕量元素组合特征，指示它们应形成于一个大陆边缘弧的大地构造环境，岩浆起源与陆壳物质的参与有直接成因联系，岩浆应来源于俯冲带楔形地幔区的局部熔融。

从地球化学特征来看，两河、五里坝玄武岩与勉县—略阳地区桥梓沟岛弧玄武岩具有十分类似的特征和可对比性；而孙家河及饶峰火山岩则与略阳三岔子陆缘弧火山岩具有明显的可对比性。这表明两河—饶峰—五里坝岛弧岩浆带原应与勉县—略阳结合带相连通，只是由于后来的巴山弧型逆冲推覆构造的改造，而使其变形变位残存于现今的位置。

勉略洋盆的俯冲作用自晚泥盆世就已产生，而两河—饶峰（孙家河）—五里坝岛弧岩浆带的主体形成于早石炭—晚石炭世。这一时期，勉略洋处于扩张与俯冲消减并存的发展状态。在缺乏蛇绿岩或其组成单元出露的情况下，典型的弧岩浆系也可作为古洋壳俯冲的重要证据。巴山弧两河、五里坝弧内裂陷双峰式火山岩和饶峰陆缘弧安山岩岩片的厘定，表明在南秦岭巴山弧地区存在一个典型的岛弧岩浆带，它的形成与勉略洋盆的发育和洋壳俯冲消减有直接成因关系，说明勉略洋盆在泥盆—石炭纪期间曾经经历过一个较完整的有限洋盆的发生、发展过程。

五、随县花山地区陆间裂谷及初始洋

勉略缝合带从勉略向西经文县、玛曲、花石峡连接昆仑，向东经巴山弧形带

而直通大别南缘，成为纵贯大别—秦岭—昆仑的巨型断裂构造（混杂）带。大别南缘周家湾变质玄武岩-辉长岩岩片以及竹林湾枕状玄武岩片就处在这个巨型断裂构造（混杂）带内。由于受燕山期阳平关—巴山弧—襄樊—广济巨大向南的推覆构造的强烈逆冲掩盖，致使该缝合带在大别南缘一带失去原貌，蛇绿岩、火山岩及超镁铁质岩仅有零星出露，周家湾变质玄武岩-辉长岩构造岩片以及竹林湾枕状玄武岩片就是其中之一。

周家湾变质玄武岩主体为非碱性拉斑系列火山岩，岩石 SiO_2 含量均低于53%，属基性岩 SiO_2 含量范畴，SiO_2 平均为47.71%。Fe、Mg 含量高，且绝大多数样品 $FeO > Fe_2O_3$。TiO_2 含量高，大多在1.5%～2.1%之间变化，平均为1.84%。本区变质玄武岩稀土总量较低，一般在（100～120）$\times 10^{-6}$之间；轻重稀土分异不明显，ΣLREE/ΣHREE 十分稳定，在0.93～1.14之间变化，平均为0.995；$(La/Yb)_N$ 介于1.3～2之间，平均为1.74；$(Ce/Yb)_N$ 大多介于1.2～2之间，平均为1.59；La/Sm 比略大一些，介于1.5～2.5之间，平均为2.06；δEu 趋近于1，且十分稳定，变化很小，平均为1.05，表明岩石基本无Eu异常，与N-MORB的稀土元素地球化学特征接近，但不同的是轻稀土不存在亏损现象。与原始地幔平均值比较，本区变质玄武岩不相容元素具有以下特点：有弱的Nb负异常，Nb<La，表明了微弱的Nb的相对亏损；具有低Th特点。有弱的Ti负异常，在所有样品中Ti都显示了微弱的相对亏损状态。La、Ce、Nd、P、Hf、Zr、Sm、Tb、Y等不活动痕量元素既无明显的相对亏损，也无显著的相对富集。本区变质玄武岩Th/Yb值均小于0.30，在0.3～0.09之间变化，平均为0.23；Ta/Yb值很小，一般不大于0.16，平均为0.13；本区变质玄武岩的Th/Yb值和Ta/Yb值均处在MORB的范围内，表明本区变质玄武岩应来自于亏损的地幔源区。需要指出的是，该组玄武岩与典型的大洋盆地N-MORB又略有不同，其Nb<La，La/Ta值（25.3）表明了La相对于Ta呈明显的富集状态，与原始地幔标准值比较存在弱的Nb负异常，其Th略低于典型N-MORB，这种特殊的地球化学特征与雷克雅内斯洋脊玄武岩十分类似，反映了一种初始型有限洋盆的大地构造环境。因此，周家湾玄武岩应可视为小洋盆（初始洋）型蛇绿岩的组成单元，即为古洋壳/准洋壳的上部层位组成部分。

竹林湾基性熔岩属亚碱性系列，为拉斑质玄武岩。SiO_2 含量稳定且较高，平均为50.36%，与MORB的 SiO_2 含量（50.19%～50.68%）相当，而低于岛弧拉斑玄武岩含量（51.90%）；Al_2O_3 含量平均值为13.88%，低于岛弧拉斑玄武岩平均值（16.00%），而与MORB的 Al_2O_3 含量（14.86%～15.60%）相近；TiO_2 含量变化在1.41%～2.09%之间，平均值为1.77%。竹林湾基性火山岩以LREE轻微富集为特征，$(La/Yb)_N$ 平均值为1.64；轻稀土分异不明显，$(La/Sm)_N$ 平均值为1.12；ΣREE平均值为 103.15×10^{-6}，是球粒陨石的19倍。微量元素表现为Ba、Th的富集和以高场强元素Ce、Zr、Hf、Sm、Y、Yb不分异

为特征；同时，高场强元素含量十分贴近于 N-MORB 标准值，显示竹林湾基性火山岩具有与 MORB 相同的地球化学性质。

上述地球化学研究证明，竹林湾基性火山岩具有 MORB 性质，排除了岛弧、洋岛、板内拉斑玄武岩的可能性。与地幔微量元素平均值比较，其 Rb、Nd、Nb 有负异常，但其相对于 N-MORB 并不亏损，而且丰度值较高，因而可以排除存在消减组分影响的可能性，证明原岩并非岛弧拉斑玄武岩。这种地球化学特征，特别是 Nb 低谷是由陆壳混染造成的，暗示竹林湾基性火山岩形成于初始小洋盆构造环境。

前面的研究证明，随县花山地区火山岩系代表一种初始洋的大地构造环境。初始洋是当岩石圈上部伸展变薄已达到软流圈等势面的深度时，软流圈物质沿轴部贯入、溢出，新洋壳开始形成，大陆岩石圈板块彻底分裂并开始向两侧离散，于是形成了具有扩张脊的小型洋盆，它已显著区别于大陆裂谷的大地构造性质，其基底已不再是陆壳，而是洋壳或准洋壳，成为类似于红海、亚丁湾或加利福尼亚湾的大地构造环境。

六、大别山南缘清水河及相邻地区陆间裂谷—初始洋

勉略结合带沿巴山弧—襄樊—广济断裂带向东，经花山蛇绿构造混杂带，直到大别山南沿地区。在大别山南缘宿松县北侧二郎地区出露有超基性岩构造岩片，并在大别山南缘主边界断裂带中及其旁侧出露有清水河辉长岩、辉石岩、安山岩构造岩片以及浠水—兰溪双峰式火山岩构造岩片。兰溪双峰式火山岩总体显示为陆间裂谷—初始洋盆的形成环境，其基性单元（斜长角闪岩）显示了一定亏损地幔源区的地球化学特征，与黑沟峡双峰式火山岩有一定相似之处，表明裂陷作用已影响到软流圈等势面的深度，新生的初始（准）洋壳已开始生成，它可能代表了勉略洋盆发育早期阶段岩浆作用的产物。大别山南缘清水河辉长岩-辉石岩应为一套堆晶辉长岩系，来自于亏损的软流圈地幔，可能为洋壳中下部的组成部分，很可能是勉略缝合带在大别山南缘出露的重要岩石学证据。而清水河安山岩则具有明显的 Nb、Ta 亏损特征，总体显示为弧火山岩的地球化学特征，可能形成于活动大陆边缘的大地构造环境，并与勉县—略阳地区三岔子岛弧安山岩类有一定的相似之处，很可能与勉略洋盆在 C—P 纪的俯冲消减有成因联系。从而表明，在大别山南缘清水河、兰溪地区出露的辉长岩-辉石岩、火山岩，以及二郎超基性岩岩片，很可能是勉略结合带东延的残存遗迹。

综合上述分析可以看出，勉略洋自西向东不同区段出露的火山岩与蛇绿岩既有明显的可对比性，同时又在洋盆的发育程度上存在明显差异（表 9-1）。从而充分表明，勉略洋为一由陆间裂谷及中、小有限洋盆呈串珠状分布而联合构成的特殊的大陆古构造缝合带。

大别山南缘清水河地区堆晶辉长岩系的出露，总体代表了洋壳的中下部层位，而浠水—兰溪双峰式火山岩则是陆间裂谷—初始洋转化阶段的产物，从而表明在大别山南缘勉略洋经历了由大陆裂谷—陆间裂谷—初始洋的形成和演化过程，但洋盆规模很小，并未形成典型的MORB型洋壳类型。

随县花山构造混杂带中以周家湾陆间裂谷—初始洋变质玄武岩为典型代表。事实上在该区至今为止，并没有识别出真正的蛇绿岩套或典型蛇绿岩的组成单元(MORB型玄武岩、辉长-辉绿岩墙群、堆晶辉长岩、变质洋幔)。因而，花山地区是否存在典型的蛇绿岩组合尚待进一步研究证实，已有的研究资料仅仅反演了裂谷系（陆间裂谷系）的大地构造环境，因此，勉略洋盆在东段的发育强度可能并不完全。另一个必须考虑的可能原因是，由于晚期襄樊—广济断裂的大规模逆冲推覆而使得勉略缝合带在大别山南缘的出露很不完全，有可能使一些代表洋盆发育阶段的火山岩岩片及其岩石组合被逆冲推覆掩盖而难以识别。

巴山弧而河—饶峰—五里坝地区以出露典型的岛弧火山岩及弧内裂陷双峰式火山岩为特征，尽管未识别出洋壳蛇绿岩的残片，然而岛弧和洋内岛弧火山岩的存在已充分表明该区勉略洋盆发育完善，经历了一个较为完整的发生、发展、演化和消亡过程。缝合带中蛇绿岩、火山岩的残存和出露常常与后期构造发育程度和改造作用密切相关，由于巴山弧形构造在中生代后期大规模的自南向北逆冲，从而使得残余洋壳蛇绿岩组合很难在该区出露；而岛弧（包括洋内岛弧）相对于古洋壳而言，更易于在造山缝合带中保存，因而使得在巴山弧形构造带中，勉略缝合带以出露岛弧岩浆杂岩系而缺失古洋壳残片为特征。

勉略缝合带在略阳—勉县—鞍子山区段发育完好，该区段尽管缝合带宽度小，压缩量大，然而其逆掩构造并不如巴山弧形构造区强烈，从而在该区段中保存了多种属性的构造岩片（蛇绿岩块、岛弧火山岩块、裂谷—洋盆转化阶段火山岩块、沉积岩块等，并残存了大量超基性岩岩片），构成勉略缝合带蛇绿岩及相关火山岩组合出露最为完善的区段之一。

值得注意的是，自略阳向西经康县—琵琶寺—南坪，勉略缝合带无论是构造形迹还是变质变形特征，都具有无可争议的延续性。不同的是，略阳—勉县—鞍子山区段，缝合带狭窄，挤压变形十分强烈；而康县—琵琶寺—南坪区段，缝合带相对较为宽缓，挤压变形不如勉县—略阳区段强烈，因而在康县—南坪区段中，较多地保留了洋岛火山岩组合以及洋壳蛇绿岩（如琵琶寺蛇绿岩片）的岩石组合。

阿尼玛卿德尔尼蛇绿岩以典型的亏损型MORB玄武岩为特征。德尔尼蛇绿岩上部单元的地球化学特征说明，岩浆生成于浅部扩张中心环境，岩浆经历了程度较高而且稳定的部分熔融过程，为典型的正常洋中脊（N-MORB）环境下生成的岩石圈残片，表明阿尼玛卿曾经存在过一个具有一定规模的成熟有限洋盆。

综合上述分析不难看出，勉略缝合带自东向西具有明显的时空演化规律，洋

盆发育程度和规模有自东向西逐渐变好的趋势，由西段的成熟洋盆—中段的中小有限洋盆—至东段的初始洋盆、陆间裂谷，呈现出自西向东洋盆发育程度和规模逐渐收敛的明显趋势，反映了勉略缝合带不仅是中国南北大陆最终完成拼合的重要南北分界线，同时也是一条具有特殊演化发育规律的特殊的古造山缝合带。

表 9-1　勉略缝合带不同区段火山岩与蛇绿岩特征

Table 9-1　Features of the ophiolite and volcanic rocks from different region of Mianlue suture zone

区段	岩石组合	玄武岩类型	形成时代
阿尼玛卿德尔尼蛇绿岩	超镁铁岩、辉长岩、玄武岩以及含放射虫硅质岩和含放射虫泥质岩	玄武岩具有典型 N-MORB 特征，具有 LREE 亏损型稀土配分型式	早石炭—早二叠世（C_1—P_1）
琵琶寺洋岛和洋脊玄武岩	以玄武岩类为主	典型轻稀土亏损的 N-MORB 型玄武岩和洋岛（OIB）型玄武岩	晚泥盆—早石炭世（?）
康县洋岛火山岩	以玄武岩类为主	典型洋岛（OIB）拉斑玄武岩和洋岛（OIB）碱性玄武岩组合	晚泥盆—早石炭世（?）
塔藏—隆康洋岛火山岩	由爆发相玄武岩-玄武安山质火山集块岩、角砾岩、凝灰岩和溢流相玄武岩、玄武安山岩等组成	具有板内洋岛碱性玄武岩特征	晚泥盆世
文家沟—庄科蛇绿岩	超镁铁岩、辉长岩、玄武岩以及含放射虫硅质岩	玄武岩具有典型 N-MORB 特征，具有 LREE 亏损型稀土配分型式	石炭纪
黑沟峡火山岩系	主要由玄武岩及少量英安岩、流纹岩组成，缺少中性岩石，表现出双峰式火山岩特征	玄武岩均属拉斑系列，酸性火山岩属钙碱系列，玄武岩具 MORB 特征，可能是由大陆裂谷向初始洋盆转化阶段的产物	泥盆纪（?）
三岔子岛弧火山岩系及岛弧蛇绿岩	超镁铁岩（方辉橄榄岩、纯橄榄岩及少量二辉橄榄岩）、堆晶辉长岩、辉绿岩墙群、变质火山岩（玄武岩、玄武安山岩、安山岩等）、放射虫硅质岩	总体上显示为岛弧火山岩的地球化学特征，可能构成了岛弧蛇绿岩型蛇绿构造混杂带	早石炭世（C_1）
桥梓沟岛弧火山岩系	变质玄武岩、玄武安山岩、安山岩、英安岩组成，岩石组合反映了岛弧火山岩特征	为不成熟岛弧火山岩系	早石炭世（C_1）?
鞍子山蛇绿杂岩	由中部的超镁铁质岩和分布于边部的斜长角闪岩带组成	变质玄武岩具有 N-MORB 特征	早古生代（?）

续表

区段	岩石组合	玄武岩类型	形成时代
褒河初始岛弧玄武岩系	为一套明显剪切变形的中基性火山岩组合，包括基性的玄武质火山岩和部分安山质火山岩	玄武岩的 Th/Yb-Ta/Yb 和 Ti/Zr-Ti/Y 不活动痕量元素组合特征指示这套火山岩产出于初始岛弧的大地构造环境，其成熟度明显低于勉略地区三岔子岛弧火山岩	泥盆—石炭纪（?）
东柳大陆边缘弧中酸性火山岩系	为一套英安流纹质酸性火山岩组合。岩石见明显的剪切片理化现象，矿物具定向性排列，基质已发生重结晶，具微晶结构，由长英质微细晶粒组成	东柳英安流纹质酸性火山岩以其高 Ba，显著的 Nb、Ta 亏损和 Ti 的负异常为特征，它们应为一套活动大陆边缘型岩浆活动的产物	泥盆—石炭纪（?）
西水弧内裂陷双峰式火山岩系	为一套玄武质、玄武安山质-流纹质类双峰式火山岩组合	西水火山岩与两河及五里坝火山岩较为相似，岩石地球化学特征具有一定的可对比性，指示它们可能来源于一个弧内裂陷的大地构造环境，它们是勉略洋盆发育成熟和中后期洋壳俯冲和弧后扩张阶段的岩浆活动产物	泥盆—石炭纪（?）
巴山弧两河弧内裂陷双峰式火山岩系	为一套玄武质、英安流纹质类双峰式火山岩组合	玄武岩类具有显著的 Nb、Ta 亏损等岛弧火山岩的特征，指示它们来源于一个弧内裂陷的大地构造环境	泥盆—石炭纪（?）
巴山弧饶峰大陆边缘弧火山岩系	以岛弧安山岩为主体	安山岩类具有显著的 Nb、Ta 亏损等岛弧火山岩的特征，指示它们来源于一个大陆边缘弧的大地构造环境	泥盆—石炭纪（?）
巴山弧五里坝弧内裂陷双峰式火山岩系	英安流纹质类双峰式火山岩组合	玄武岩类具有显著的 Nb、Ta 亏损等岛弧火山岩的特征，指示它们来源于一个弧内裂陷的大地构造环境	泥盆—石炭纪（?）
西乡孙家河大陆边缘弧火山岩系	孙家河组以中、酸性火山岩为主和沉积岩夹层	孙家河组火山岩均具有显著的 Nb、Ta 亏损，指示它们总体应与一个活动大陆边缘的大地构造环境有关	泥盆—石炭纪

续表

区段	岩石组合	玄武岩类型	形成时代
大别南缘花山周家湾玄武岩系	以玄武岩为主体并有少量辉长岩类	周家湾玄武岩的地球化学特征与雷克雅内斯洋脊玄武岩十分类似，反映了一种初始型有限洋盆或陆间裂谷的大地构造环境，可视为准洋壳的上部层位组成部分	泥盆—石炭纪（?）
大别南缘花山竹林湾玄武岩系	基性熔岩属亚碱性系列，为拉斑质玄武岩	竹林湾基性火山岩形成于初始小洋盆构造环境	泥盆—石炭纪（?）
大别南缘二郎超基性岩	主体为蛇纹岩、透闪石化蛇纹岩	二郎超基性岩无论是主量元素，还是稀土、微量元素均显示了一定的特殊之处，其详细的地球化学特征和大地构造含义有待进一步研究落实	泥盆—石炭纪（?）
大别南缘清水河辉长岩-辉石岩系	为一套堆晶辉长岩-辉石岩系列	清水河辉长岩-辉石岩显示了堆晶岩的地球化学特征，辉长岩具有 N-MORB 的特征，来源于一个部分亏损的地幔源区	泥盆—石炭纪（?）
大别南缘清水河岛弧安山岩系	以变质安山岩为主体	清水河安山岩则具有明显的 Nb、Ta 亏损特征，总体显示为弧火山岩的地球化学特征，可能形成于活动大陆边缘的大地构造环境	泥盆—石炭纪（?）
大别南缘浠水—兰溪双峰式火山岩	以基性斜长角闪岩和流纹岩互层为特征	基性斜长角闪岩具有部分 N-MORB 特征，是陆间裂谷—初始洋转化阶段的产物	泥盆—石炭纪（?）

第二节　勉略缝合带蛇绿岩与火山岩形成时代

关于勉略缝合带的蛇绿岩及火山岩形成时代问题争论以久，近来有研究者根据火山岩地球化学资料和同位素测年资料提出勉略构造带的洋盆形成于新元古代的认识或认为存在老的蛇绿混杂岩（杨志华等，1999，2001；张传林等，1999，2000；许继峰等，2000），尤其是许继峰等（2000）通过对勉略带鞍子山蛇绿杂岩的地球化学研究，并对其曾经的认识（1996，1997）表示质疑，提出鞍子山蛇绿杂岩是勉略带中的又一个蛇绿岩块，形成于弧后盆地或小洋盆的扩张洋脊环境，这意味着勉略带应有更复杂的构造演化历史。显然，对勉略带以及其中蛇绿岩形成时代的不同认识说明勉略构造带仍有很多遗留问题或基本地质问题存在不

同认识，亟待解决。

我们的研究思路是不应该仅依靠测得的火山岩或者蛇绿岩数据来说明事情的真相，更应该多参照基础地质学原理。首先在勉县—略阳蛇绿构造混杂带中，除MORB型蛇绿岩及相关火山岩外，还同期发育泥盆系深水浊积岩系，表明当时洋盆已打开。略阳三岔子、石家庄一带采集的、与蛇绿岩密切共生的硅质岩中发现了放射虫动物群，其地质时代为早石炭世，说明在古生代中期沿勉略一带出现了古特提斯洋北侧新的分支。勉县—略阳结合带黑沟峡变质火山岩系Sm-Nd等时线年龄为（242±21）Ma，Rb-Sr全岩等时线年龄为（22±13）Ma，指示了火山岩的变质年龄，它表明勉略洋盆在三叠纪已闭合。

李锦轶获得的勉略带文家沟、横现河变质火山岩$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄［（226.9±0.9）Ma和（219.5±1.4）Ma］与黑沟峡变质火山岩的变质年龄一致。张宗清新获得的勉略庄科MORB型玄武岩Rb-Sr和$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄介于286～197Ma之间（未刊资料），而三岔子含放射虫化石的硅质岩Sm-Nd等时线年龄为326～344Ma（张宗清，未刊资料）。鞍子山基性麻粒岩（蛇绿岩组成部分）的Sm-Nd和$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄为199.7～206Ma，这与佛坪麻粒岩的U-Pb和Sm-Nd年龄（212～197Ma）大体一致，它们代表蛇绿岩的侵位到碰撞抬升的年龄。在勉县—略阳蛇绿构造混杂带北侧分布的I型花岗岩U-Pb年龄为205～225 Ma，说明勉略段古洋盆自泥盆纪打开，至三叠纪已闭合，洋盆主体扩张形成时期应在石炭纪—二叠纪期间。

陈亮等获得的德尔尼洋壳蛇绿岩（MORB型玄武岩）$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄为345Ma，Sm-Nd等时线年龄为320Ma，代表蛇绿岩的形成年龄，这与该区古生物化石时代为石炭纪—二叠纪的事实基本一致。南坪—琵琶寺—康县蛇绿构造混杂带中隆康地区获得的放射虫化石属于晚泥盆世—石炭纪与勉略段和德尔尼蛇绿岩形成时代基本吻合。对于花山蛇绿构造混杂带，尽管目前尚无确切的年代学证据，但从其中夹有确凿化石依据的二叠系、中下二叠统岩块，其上又为白要纪红层覆盖，可以初步判定其洋盆存在时限为晚海西—早印支期。另外，王宗起等研究结果表明，西乡群孙家河组上、中、下各段火山岩所夹泥、硅质岩层中均含有放射虫化石，并将其时代确定为晚泥盆—晚石炭世。

需要特别指出的是，勉略带是一个复杂的构造混杂带，带内除蛇绿岩、岛弧火山岩、洋岛火山岩块外，实际上还包含了众多古老结晶基底岩块（岩片），从而使得对该带的同位素年代学研究十分复杂。事实上在勉略带中除了350～200±Ma的同位素年龄外，还获得了一些10亿年的古老岩块岩石年龄，这是一个不可回避的事实。其他一些除代表构造混杂其内的古老构造岩块年龄外，还有关于同位素年代学测定与解释的复杂情况，如勉略蛇绿岩中同一斜长花岗岩的锆石样品获得了两个不同的年龄值［（926±10）Ma和（300±81）Ma（李曙光，未刊资料）］，前者为继承锆石年龄，而后者为样品中挑选出的结晶锆石年龄。因

而，(300±81) Ma 应代表了蛇绿岩的形成年龄，这与基性火山岩中硅质岩夹层放射虫定年为石炭纪—二叠纪相一致，许继峰等（2000）提出的观点也可能与此相似。

本书所依据的勉略古洋盆形成时代，除来自于蛇绿岩片或岛弧火山岩片的同位素测定值外，还综合了勉略带蛇绿岩中从西到东多处发现的、与蛇绿岩共生的硅质岩中的放射虫化石时代（泥盆—石炭—二叠纪）。综合古生物及蛇绿岩、岛弧火山岩、高压岩石的形成年龄，一致证明勉略洋盆自泥盆纪开始打开，至主体扩张形成时期为石炭纪—三叠纪；而获得的三叠纪年龄值，均来自变质玄武岩和高压变质岩，它们主要代表碰撞变质年龄，因而勉略洋至三叠纪可能已经消失，碰撞变质开始发生。勉略构造带中测得的 8～10 亿年的岩石年龄，应为混杂其中的古老构造岩块的时代，代表勉略洋盆前曾有更古老复杂的演化历史。

上述证据说明，尽管勉略带同位素年代学研究与测定复杂，但综合分析，并结合系列古生物化石判定，蛇绿岩形成时代主导是石炭纪—二叠纪（350～245±Ma)，这与花岗岩形成时代相配套，并与古生物时代相吻合。

第三节　勉略缝合带与东古特提斯

秦岭古洋盆长期是原特提斯和古特提斯复杂独特洋域的北缘分支洋盆，故秦岭造山带属特提斯构造域，具有多块体中小洋陆相互作用的东古特提斯构造基本特征，并成为中国大陆印支期完成其主体最后拼合的主要碰撞造山结合带，在中国大陆的形成与演化中占有突出的重要地位（张国伟等，2001）。

特提斯洋的概念最早由 Neumary（1887）和 Suess（1893）提出，指的是一条走向近东西的中生代古海道——赤道洋。这条海道跨越现代的阿尔卑斯山脉到喜马拉雅山脉，以及其更东的部分大陆地区。经典的特提斯概念为一条拉长的东西向海道，它从最晚古生代到晚白垩纪分开了欧亚和冈瓦那大陆，但在西端可能相连。然而，随着对其研究的不断深入和发展，特提斯的含义和内容也发生着变化。迄今为止，已有始/原（Proto-)、古（Palaeo-）和新（Neo-）特提斯的称谓，时间上它从局限于晚古生代到中生代，扩大到从晚元古代（800Ma 或 900Ma）起到中生代长达 7～8 亿年的历程内。

关于古特提斯的含义有很多解释：①Stille（1951）认为位于中南欧具有海西期下古生代沉积的大洋为古特提斯；②Kahler（1939）提出存在于欧亚大陆南缘作为晚石炭纪—二叠纪蜓种类游移的海道为古特提斯；③Laubscher 和 Bennoeelli（1977）则称二叠纪—三叠纪时的泛大洋海湾为古特提斯；④Hsu 和 Bernoeelli（1978）所理解的古特提斯是指三叠纪时古特提斯洋的北枝，而南枝则为新特提斯了。普遍认为特提斯的概念是指二叠纪—三叠纪或更晚一点发育在欧亚和冈瓦那大陆之间，呈东向开口和扩大的海槽。这个具有浅海特征的海湾形成于

海西基底之上，西自突尼斯、西西里进入地中海，经巴尔干半岛向东沿亚洲南沿的伊朗、喜马拉雅、华南到达印度尼西亚，向东扩大并与泛大洋相连（Tollmann，1987）。根据Sengor的资料表明，一个被称为基米里的构造带，它在古生代后期和中生代初期从冈瓦那大陆北缘分裂开来，形成一条不宽但狭长的陆块带，呈东西向分布于特提斯洋内，向北运移，并在T_3—J_2时与欧亚大陆联合，使特提斯北枝洋封闭，形成一条缝合带，产生多支并独立的造山体系，这个造山体系被后来的阿尔卑斯造山带叠加，致使对它的认识十分困难（Sengor，1985），也就是基米里造山带和阿尔卑斯造山带叠加在一起，构成十分复杂的“超造山复合特提斯”构造带，包含在古特提斯构造带中的地块可能包括：摩洛哥、非洲岬角、中伊朗地块、西昆仑中央带、羌塘地块、拉萨地块、印支（安拉米亚）地块、中朝（华北）和华南（扬子）地块等。在基米里带与欧亚大陆碰撞缝合之后，在南边发育起来的南枝为新特提斯，新特提斯在白垩纪到新生代早中期封闭，产生阿尔卑斯构造带和喜马拉雅造山带，大部分是在毁坏古特提斯—基米里造山带的基础上形成的。

在我国东特提斯受到了广泛的重视，有着长期的研究。黄汲清、李春昱、张伯生、朱夏、王鸿祯等许多中国地质学家都强调了特提斯构造的重要意义，并在大地构造分区中都单独划出特提斯—喜马拉雅构造区，并冠以不同名称。但至今为止，关于特提斯洋的性质、时空展布、演化阶段、主洋盆带的位置等重大地质问题仍然存在争议。中国特提斯构造域研究表明，我国的青藏高原与南方地区，古特提斯发育良好。近20年来围绕着青藏高原和造山带研究，关于东特提斯研究取得了突出的新成果，有大量的著作和新发现，提出了许多新观点和新认识。主要代表性成果有以下三个方面。

1. 关于特提斯时空演化阶段的划分

黄汲清和陈炳蔚（1987）在其《中国及邻区特提斯海的演化》中，系统地论述了特提斯，认为其是大洋，划分了特提斯的本部和外围及东西南北界线，并按演化时代将其三分——古生代称古特提斯、中生代称中特提斯、新生代称新特提斯，并将龙木错—玉树缝合带和雅鲁藏布江缝合带称为特提斯东部的北南两个主缝合带，其间称“互换构造域”，这一观点具有较广泛的影响。但是，目前国内对于特提斯时空演化阶段还存在不同认识，主要还存在两种划分方案：一种以钟大赉（1998）、潘桂堂（1994，1997）、张国伟等（2001）为代表的三分方案，即原特提斯阶段（Z—S）、古特提斯阶段（D—T_2）和新特提斯阶段（T_3—E）；另一种是以李振兴等（1990；1991；1995）及罗建宁等（1996）等提出的四分方案即原特提斯阶段（Z_2—S）、古特提斯阶段（D—T_2）、中特提斯阶段（T_3—K）和新特提斯阶段（E）。

2. 关于特提斯洋是否属泛大洋问题

主要产生了两种截然不同的观点。一种认为在劳亚和冈瓦纳大陆之间存在宽达数千公里的特提斯大洋，主要是根据古地磁资料和地球化学同位素体系填图资料（黄汲清和陈炳蔚，1987；朱炳泉，1998；Powell and Conaghan，1973；Bird，1978；Sengor，1990）。另一种则认为晚古生代—中新生代劳亚大陆和冈瓦纳大陆间不存在广阔的特提斯大洋，两大陆基本上是一体的，以微古陆、小洋盆和海湾相间的构造格局为主，并且全区主要是浅海掩盖，主要依据是古生物学证据及青藏地区地质构造演化、沉积建造及蛇绿岩特征等地质资料（肖序常，1995；Crawford，1979；Stocklin，1983）。以上两种观点在对青藏高原研究中也可以清楚地反映出来，但是后者在近几年内有较广泛的影响。

3. 泛华夏大陆群概念的提出

1907年，奥格提出了太平洋古陆的概念。黄汲清和陈炳蔚（1987）认为太平洋大陆包括西伯利亚的科累马地块、锡霍特阿林、中朝准地台、扬子准地台、华南、印度支那、印度尼西亚、日本、北美西部的太平洋边缘部分，以及塔里木克拉通等，并认为应用新术语来表示这一大陆。李振兴等（1991）认为太平洋大陆还应包括现今太平洋内具有陆壳性质的海底高原、大陆碎块，并以具有华夏植物群为其首要特征，于1994年提出应将其作为第三大陆群——华夏古陆。潘桂堂（1997）在其《东古特提斯地质构造形成与演化》一书中作了专门阐述，认为华南、华北、塔里木、羌塘、印支、马来西亚等，及太平洋古陆所属地块，包括科迪勒拉的外来地块、东亚太平洋边缘地块、太平洋内具陆壳性质的海底高原，以及可能沉没的陆块，统一看作具有华夏植物群的大陆块群体——“泛华夏大陆群”。与冈瓦纳大陆具冈瓦纳植物群和劳亚大陆具欧美、安加拉植物群相似，泛华夏大陆群以独具华夏古植物群为标志，为独立的第三大陆群。

第四节　东特提斯基本特征

特提斯巨型构造域西自加勒比海，经阿尔卑斯、喜马拉雅至东南亚，以帕米尔为界，划分为东、西两段。以东的东特提斯系包括中国西南的大部分，泰国、缅甸、马来西亚及印度等地。有的学者则仅把欧洲部分称作西特提斯，而把东喀尔巴仟山到帕米尔称中段特提斯。欧洲特提斯因新特提斯的强大造山作用和阿尔卑斯造山带，使古特提斯难于研究，最近虽有新的发现，但仍需要进一步调查研究。中段特提斯，随着东喀尔巴仟、阿纳托里、伊朗—阿富汗北部古特提斯造山带及其南侧中间基默里（Cimmeria）陆块和扎格罗斯新特提斯造山带研究，虽仍有争议但已被广泛接受，显然形成了从古特提斯到新特提斯的基本演化模式与

现今的基本构造格局的统一认识。东特提斯，即从帕米尔向东的特提斯构造域，骤然加宽，散漫在中国与东南亚广大地区。我国多数学者认为，从华北—塔里木地块以南到喜马拉雅造山带的范围属于特提斯，其中以龙木错—双湖—昌宁—孟连一线为界，以北属古特提斯构造区域，以南属新特提斯域。现今研究表明，古特提斯覆盖了东亚、东南亚广大区域，尤其是我国青藏高原及西南地区是典型的东古特提斯理想的研究场所，特提斯发育齐全，其主缝合线为昌宁—孟连带。泰国东南部的庄它武里（Chanthaburi）带实际上是清迈带的南延，被北西向断裂左行错断。庄它武里带向南延经暹罗湾后可与马来西亚的文冬—劳勿带构成亲冈瓦纳的缅泰马微大陆的东界。昌宁—孟连带向北接碧土带，已在滇西北和藏东发现了古特提斯洋壳（钟大赉，1998）。该带的西延尚有争议，较多的意见倾向于是龙木错—双湖带，也有人认为该带只是大陆裂谷带，称茶布—查桑裂谷（胡承祖，1986）。再往西走，西昆仑山区有三条缝合带（潘裕生，1991），北带为库地—苏巴什带，是早古生代的蛇绿岩，南带称红山湖带，分隔了其南的藏北微大陆（羌塘地块）和其北的甜水海地块；中间的带称麻扎—康西瓦带，分开了其北的塔里木微大陆和其南的藏北微大陆。碧土—昌宁—孟连带以东的古特提斯分支洋盆，在川滇藏交界区称金沙江洋盆，南延至云南哀牢山区称墨江洋盆。分开了思茅地块与扬子微大陆。思茅地块曾是印支微大陆的一部分，因难河（Nan River）洋盆的打开才从印支微大陆上分裂出来，该洋盆的遗迹见于泰国东北部的难河一带，北东延入老挝的琅勃拉邦。金沙江缝合线以东，在川西地区有甘孜—理塘缝合线，两者间隔义敦地块，属扬子微大陆。金沙江带和甘孜—理塘带向北西延伸，可能在青海东南的玉树处汇合。青海东南部的阿尼玛卿缝合线（许志琴等，1991；陈亮等，2000）也是古特提斯分支洋盆闭合后的缝合线，分开了其南的巴颜喀拉地块（属扬子微大陆）与其北的柴达木地块（可能属塔里木微大陆）。向北东，即为本书研究区勉略缝合带，其分开了扬子微大陆与华北微大陆（图 9-1）。

迄今为止，对东特提斯基本特征研究，可以总结为以下几点：

1）东古特提斯主要构造。中国大陆的东古特提斯构造主要包括了：①青藏—滇西地区的澜沧江—昌宁—孟连缝合带为东古特提斯的主洋盆（$D—T_2$）；②金沙江洋盆、甘孜—理塘古缝合带为构造带的东侧分支洋盆；南延为云南哀牢山地区的墨江洋盆；勉略缝合带发育时代亦为 $D—T_2$，其位于东昆仑地块南侧、巴颜喀拉地块北侧。通过现今研究表明，其应为青藏—滇西地区东古特提斯主洋盆北缘分支洋盆，构成了东古特提斯北部边界，并且分开了扬子陆块和华北陆块。

2）近年来的研究表明，越来越多的事实证明了东特提斯不具有当今太平洋结构的浩瀚海洋，它并不是像前人们所提出的简单的三角形楔形大洋，而是由包含众多大小不一陆块及其之间分支交错组合的有限洋盆、小洋盆以及洋陆过渡的

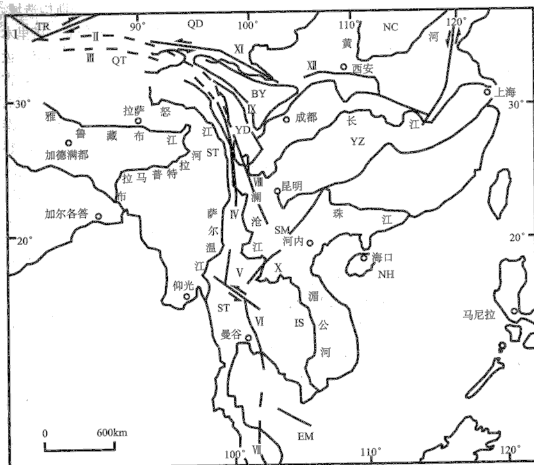


图 9-1　中国及东南亚古特提斯的主要构造带（据潘欲生修改，1990）

Fig. 9-1　The Major Paleo-Tethys tectonic belt of China and southeastern Asia

古特提斯缝合线：I. 西昆仑（麻扎—康西瓦—红山湖）；II. 南昆仑—可可西里；III. 茶布—查桑；IV. 碧土—昌宁—孟连；V. 清迈；VI. 庄它武里；VII. 文东—劳勿；VIII. 金沙江—墨江；IX. 甘孜—理塘；X. 难河；XI. 阿尼玛卿；XII. 勉略；

微大陆：QT. 羌塘；TR. 塔里木；NC. 华北地块；ST. 缅泰马；IS. 印支；EM. 东马来西亚；NH. 南海；YZ. 扬子地块；QD. 柴达木；BY. 巴颜喀拉；YD. 义敦；SM. 思茅

海盆与规模形态不一的陆块兼杂并存为基本特征（张国伟等，2001），并且可能具有独特的洋陆兼杂混生的地壳结构。因此这一地区的地壳组成与结构到深部地幔结构与状态和动力学具有独特的复杂性，是一个对中国地质乃至世界地质均值得思考和展开进一步研究探讨的地学基本问题。

3）与整个特提斯构造域相比，在东特提斯具有密集出现的消减蛇绿混杂岩带和独具特征的东特提斯型蛇绿岩。潘桂堂（1997）在其《东古特提斯地质构造形成与演化》一书中做出了统计，东特提斯区存在的密集蛇绿混杂带总数多达20余条，形成环境也不同于环太平洋蛇绿岩，多数形成于消减环境和小洋盆环

境，说明了它们与大陆俯冲与早期裂谷有关，即多与洋内弧、陆缘岛弧和弧后盆地等有关。构造域内蛇绿岩岩石组合和地球化学独具特色、复杂多样，出现各种岛弧环境下岩石及弧后 MORB 等各类火山岩共存，以及复杂多样的构造侵位方式，直接原因可能由其特殊的深部地幔动力学背景所致。学者们多数倾向于正是由于上述第二个特征，即东古特提斯为多陆块、多岛弧、多洋盆并非统一开阔大洋的基本特征所决定，才会使东特提斯出现多条多带蛇绿混杂岩带及其独有的特征。与东古特提斯所响应，勉略缝合带内亦出现多种岛弧环境下火山岩，及各种大地构造背景下的岩石类型。

4）贯穿东特提斯演化始终，强烈而广泛发育的火山弧和岩浆弧是东特提斯又一个重要的特征。许靖华、李继亮、潘桂堂、罗建宁等相继提出了中国的中西部造山带多数为岛弧碰撞造山带和陆缘造山带的观点，也正是由于在东古特提斯中存在不同时代的火山岛弧、不同类型与时代的以花岗岩为主的岩浆弧。这些岛弧和岩浆弧一方面为我们提供了存在洋盆的证据，另一方面又反映了东特提斯多分支洋盆的复杂性。作为北缘分支的勉略洋盆，同样是广泛发育火山弧和岩浆弧，本书研究中详细划分出三种岛弧环境，无疑为证明勉略缝合带为东古特提斯提供了证据。

5）存在发育不同时代、不同性质、类型和规模的多样陆缘盆地、陆内裂陷盆地、陆表海盆地、走滑转换拉分盆地等，并且具有穿时性，从原特提斯到新特提斯时期的盆地均发育，同时古生物群落交错混生，如此多种多样的沉积组合和岩相、古生物也同样为东特提斯的多块体非单一开阔大洋的复杂洋陆间列并存提供了证据。

6）对地学界来说，我国拥有得天独厚的资源来了解地球，正是因为这一特殊而复杂的地质背景，造就了许多独一无二或世界少有的地质现象：①强烈广阔的地壳变形域；②最厚的地壳和最高的山脉；③世界少有的洋陆间列混生区；④剧烈的地壳和地表悬差；⑤广阔的新构造与地震活动区；⑥面状剥露的超高压带等（张国伟等，2001）。这些特殊的地质现象无疑与东特提斯长期演化发展有着密切的联系。

第五节　东古特提斯发展演化阶段

由加拿大学者 Wilson 于 1968 年提出的造山带的威尔逊旋回恰当地描述了板块构造的演化过程，即大洋的形成至消亡经历六个阶段：东非裂谷阶段、红海阶段、大西洋阶段、太平洋阶段、地中海阶段和喜马拉雅阶段。随着研究的不断深化，我们已经认识到，地质历史中并非所有洋盆都按照威尔逊旋回发展演化，它们常常缺失其中的某一阶段，很多未达到太平洋阶段，甚至连大西洋阶段都未达到就消亡了。在造山带作用过程的研究中，大陆裂解和碰撞的威

尔逊旋回难以解释造山作用的全过程和复杂性，在造山带中非威尔逊旋回造山作用可能起主导作用（肖庆辉等，1994）。经典的板块构造认为，造山带在板块汇聚碰撞后就基本结束了构造作用，只有风化剥蚀作用。20 世纪 80 年代中期以来，这一传统认识受到了一系列重大发现的冲击：①碰撞后的后造山作用过程的发现；②深部地震资料显示，强烈的深部地质作用在碰撞造山后仍然存在；③超高压下形成的柯石英及金刚石的发现说明造山后伸展作用强烈；④造山带中拆沉及塌陷作用的发现。这些证据证明了造山带在板块碰撞后仍为构造作用强烈活跃的区域，造山带碰撞以后的伸展作用、隆升作用及垮塌作用均是碰撞造山以后的非威尔逊旋回的重要动力学过程（Coward et al.，1987；肖庆辉等，1994）。另外，在大陆内部一些裂谷并未演化到出现洋壳，便封闭造山，形成陆内造山带，它们尽管没有经历完整的威尔逊旋回，但是经历了裂解、碰撞、成山、伸展塌陷等一系列造山过程。美国西部的盆岭地区现今仍在伸展，范围达 1000 多公里，但并未形成海洋，表明大陆地壳对伸展的响应是遏制其洋盆形成的侧向流动特征。总之，威尔逊旋回特点的造山过程具普遍意义，应当有其深刻的大陆动力学意义。研究表明，东古特提斯洋由包含众多大小不一陆块及其之间分支交错组合的有限洋盆、小洋盆以及洋陆过渡的海盆与规模形态不一的陆块组成，并具有威尔逊旋回和非威尔逊旋回特点的多期复合俯冲碰撞造山、垂向与侧向陆壳增生的造山作用过程，作为其北缘分支勉略洋同样具有相同特征。

现今学术界关于东古特提斯时代限定问题基本已经达成共识，即古特提斯发育时间为 D—T_2。在此期间，东古特提斯如何演化发展，我国学者已经就滇西地区古特提斯主要发育区段做出了详尽的研究。钟大赉在其《滇川西部东特提斯构造与演化》（1998）中对东古特提斯的形成、发展与演化做出了详尽的研究与讨论，认为在滇西的古特提斯主洋盆及周边分支洋盆经历了完整的威尔逊旋回，而其他分支洋盆也保存有较完整的威尔逊旋回记录。经过我们的研究，并结合前人的研究资料，作为东古特提斯的北缘分支勉略洋盆与主洋盆相似，亦经历了完整的威尔逊旋回。

滇西昌宁—孟连主洋盆经历了裂谷阶段（D_1）、初始洋盆阶段（D_2）、大西洋阶段（D_3—C_1）、太平洋阶段（C_2—P）、地中海阶段（P_1—T_2）、碰撞造山阶段（T_3—J_1）（表 9-2，图 9-2）。金沙江—墨江分支洋盆也经历了比较完整的威尔逊旋回，与主洋不同的是，它们是在早古生代大陆边缘基础上发展起来的。勉略带经过研究亦经历了如下几个阶段：裂隙与初始洋盆形成阶段（D_1—D_3）、洋盆扩张与俯冲消减并存阶段（C_1-T_2）、碰撞造山阶段（T_3）（表 9-2，图 9-2）。

表 9-2 古特提斯主支洋盆演化阶段建造系列（据钟大赉修改，1998）

Table 9-2 The Paleo-Tethys major and branch ocean basin evolve section and building series

洋盆演化阶段		昌宁—孟连主洋盆	金沙江—墨江支洋盆	勉略支洋盆
威尔逊旋回	裂陷阶段	陆源深水沉积（D_1）酸性火山岩		踏波群裂谷盆地（D_{1-2}）文县裂陷型沉积（D）酸性火山岩
	红海阶段（初始洋壳）	深海硅泥质沉积、垂向加积出现洋壳	被动陆缘陆源碎屑沉积（D），分异的镁铁—超镁铁质岩小侵入体	黑沟峡双峰火山岩（D_3）出现洋壳
	大西洋阶段（成熟洋壳）	被动大陆边缘（D_3—P_1）深海硅质沉积（D_3—P_1）MORB 玄武岩和洋岛玄武岩同时发育（铜厂街蛇绿岩）	被动大陆边缘沉积（C_1—P_1）（包括碳酸盐浊积岩、大陆玄武岩）深水海槽（C_1）和出现洋壳（双沟蛇绿岩、金沙江蛇绿岩）	文县、略阳盆地被动大陆边缘海相碳酸盐沉积体系（C_1—P_1）、成熟洋壳出现，MORB 和洋岛玄武岩同时发育（文家沟—庄科蛇绿岩、琵琶寺亏损 MORB、康县—琵琶寺—南坪地区洋岛火山岩）
	太平洋阶段（洋壳消减）	被动大陆边缘侧向加积（P_1—P_2）活动大陆边缘：岛弧火山岩、弧前、弧后盆地、镁铁质、超镁铁质、橄榄岩-闪长岩型镁铁-超镁铁岩组合深海沉积（C_{2-1}）碳酸盐（C_2—P_1）高压变质	P_2 岛弧火山岩岛弧型花岗岩和火山碎屑沉积	三岔子、桥子沟岛弧火山岩，活动大陆边缘（褒河、东柳、孙家河、饶峰火山岩）、弧内裂陷双峰式火山岩（五里坝、两河、西水火山岩）、俯冲型花岗岩（张家坝、迷坝岩体）
	地中海阶段（残余洋盆）	残余洋盆（P_2—T_2），亚速尔型洋岛火山岩（T_2—T_3）弧后深水海盆		残余洋盆（P_2—T_2）弧后深水海盆（T）
	碰撞阶段	磨拉石前陆盆地，双峰式火山岩，碰撞型火山岩，义敦型镁铁—超镁铁质岩，碰撞后富碱花岗岩	前陆磨拉石盆地，前陆复理石盆地，双峰式火山岩，碰撞型花岗岩	前陆磨拉石盆地，走滑拉分盆地，碰撞型花岗岩，同碰撞型花岗岩

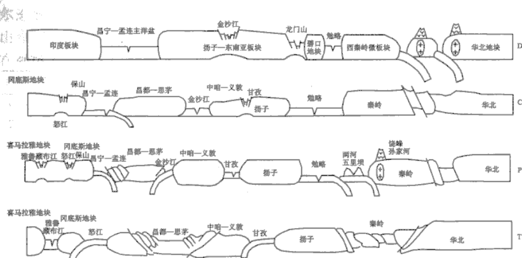


图 9-2 东古特提斯板块构造发展演化模式图

Fig. 9-2 The tectonic Developed Model of the Paleo-Tethys

一、洋盆初始裂陷阶段

昌宁—孟连主洋盆于早泥盆世就发生了大陆的减薄与裂解，并且形成了一系列具有初始裂陷特征的沉积建造，以石英砂岩、陆源砂岩夹硅质岩为特征。碎屑岩以石英为主，下部含砾石，分选差，棱角至半棱角状，反映了搬运距离短，硅质岩的 Ce/Ce* 为 0.96，且轻稀土富集，亦反映了海水深度较浅，物源来自大陆，整体处于初始裂陷阶段。其他分支洋盆较主洋盆的发育时间稍晚，金沙江—墨江洋盆是在扬子早古生代大陆边缘基础上发展起来的，目前在区内关于初始裂陷阶段的时间及岩石学证据稍显不足。北缘勉略洋盆则在中晚泥盆出现了具有初始裂陷特征的沉积及火山岩组合：康县—文县—南坪一带的踏波群裂谷盆地（孟庆任等，1996）及武都—文县—南坪一线的文县裂陷型沉积盆地，同时在其北侧裂谷盆地中心地带沉积了三河口群深水相细碎屑岩系和碳酸盐岩沉积，以及在略阳黑沟峡出现的双峰式大陆裂谷—初始洋型火山岩系（李曙光等，1996），共同为东古特提斯北缘分支洋盆的打开做出了响应。

二、洋壳出现阶段

东古特提斯主洋盆洋壳出现的时代为中泥盆世，以铜厂街蛇绿岩为代表，兼具洋岛火山岩特征。蛇绿岩组合中辉长岩、角闪石 K-Ar 等时线年龄为 385Ma，玄武岩钕模式年龄为 251～293Ma。铜厂街蛇绿岩至今未找到岩墙群，且主要由玄武岩和辉长岩组成，有的地方蛇纹石化的上地幔橄榄岩直接出露于洋底，可能

主洋盆的古洋壳原本就不完整。洋岛岩石具DUPAL异常，金沙江—墨江支洋盆的东西两侧为早古生代—早泥盆世地层，是厚度巨大的台缘沉积和大陆斜坡浊积岩，大约在早石炭世开始转化为洋盆阶段（辉长岩单斜辉石Ar/Ar年龄为339Ma）。扬子微板块被动大陆边缘沉积以陆源细粒碎屑浊积岩和碳酸盐浊积岩为主，夹多层大陆玄武岩和放射虫硅质岩（钟大赉，1998）。勉略洋盆洋壳出现在晚泥盆世，以黑沟峡火山岩系为代表，黑沟峡火山岩系的玄武岩为拉斑玄武岩系列，仅酸性岩属于钙碱性系列，玄武岩具有MORB特征，是由初始大陆裂谷向成熟洋盆转化阶段的产物，其Sm-Nd全岩等时线年龄为242Ma，Rb-Sr全岩等时线年龄为221Ma，代表了其变质岩系的变质时间，并且Nd同位素组成特征具有洋壳性质，因此整个火山岩系反映了由伸展裂陷向洋盆转化的过渡特征（李曙光等，1996）。

三、洋盆扩张阶段

昌宁—孟连主洋盆的扩张阶段，即大西洋阶段发生在晚泥盆世—早二叠世期间，其中含有典型的大洋深海沉积，深海沉积有硅质岩、硅质页岩夹少量黏土岩，硅质岩夹多层火山岩（C_1—P_1）。同时大洋扩张期的火山岩产出也是相当丰富多样，广泛发育有玄武岩、安山岩-玄武岩、苦橄岩和火山碎屑岩，苦橄岩类似夏威夷型苦橄岩，可能源于上地幔深部或下地幔。早石炭世中含同沉积黄铁矿层，包体测温指示一部分硅质来自近洋脊洋底热液的活动。除了夏威夷型洋岛外，海山型的中石炭—早二叠世碳酸盐岩覆于早石炭世的洋岛火山岩之上，两者呈连续过渡关系。深部幔源洋岛火山岩以及苦橄岩的喷出，标志古特提斯洋除扩张脊外，还可能存在热点，在洋底上形成来自上地幔或下地幔物质的洋岛，在早石炭世以后发育成为洋盆内的海山碳酸盐岩台地。在火山岩与碳酸质岩的过渡层中，火山碎屑浊积岩中含深水遗迹化石，而上部碳酸盐岩则含底栖生物，组成生物滩或点礁，标志此时洋盆的扩张下降率和沉积速率趋于相等，接近补偿洋盆阶段，暗示早石炭世以后的洋盆已是相当成熟的大洋，既存在洋脊、深海平原，也有夏威夷型洋岛和海山。因此，此时的古特提斯洋已是一个相当宽广的洋，具有纷繁构造-古地理景观，与现今西太平洋的面貌十分相像（钟大赉，1998）。

与之相似，其他分支洋盆也相继转入大洋扩张阶段，经过对比研究，与区域东古特提斯的强烈扩张与洋盆形成的时间一致，北缘勉略洋盆与主洋的演化时代基本一致。经过泥盆纪时期的初始陆缘裂陷阶段的扩张裂解，逐渐出现有限洋盆，并扩张发展。从早石炭世开始，发生明显的有限洋盆扩张。

在这一时期，在略阳以西地区的文家沟—庄科及琵琶寺地区形成洋壳型蛇绿岩，其中的玄武岩具有典型N-MORB地球化学特征（赖绍聪等，2002；2003；Lai et al.，2004；裴先治等，2002），在略阳三岔子、石家庄一带与蛇绿岩密切

共生的硅质岩中还发现有放射虫，其地质时代为早石炭世（殷鸿福等，1996；冯庆来等，1996）。康县地区火山岩系、琵琶寺火山岩系和南坪塔藏火山岩系的时代有可能从晚泥盆世延续到早石炭世，甚至到早中三叠世。它们的地球化学特征指示具有板内洋岛拉斑玄武岩和洋岛碱性玄武岩特征，部分属于N-MORB和E-MORB型玄武岩，总体形成于大洋板内洋岛和扩张脊构造环境。同时，在略阳—康县—文县—南坪—线碧口地块北缘的略阳盆地和文县盆地中发育有被动陆缘型可以对比的局限台地相碳酸盐岩沉积体系，亦反映了洋盆的发育。

四、板块汇聚及洋盆消减阶段

昌宁—孟连主洋盆在晚石炭世—二叠世开始向东消减，在洋盆东侧发育澜沧江活动陆缘火山沉积，出露在北部景谷永平附近（P_1）并南延至景洪一带（除二叠纪外，部分可能为三叠纪），以及景谷龙洞河地区（P_1）。玄武岩地球化学特征指示其为岛弧和活动陆缘环境。ε_{Nd}（t）值为正值（3.1～5.4），而$^{87}Sr/^{86}Sr$＝0.7052～0.7077，表明它们来源于亏损地幔，但受到陆壳物质的混染。龙洞河安山岩（P_1）显示Ce负异常，指示大洋沉积曾俯冲到地幔，发生了部分熔融和相互混染作用，形成岛弧岩浆，使后者含有深海沉积特有的Ce异常；并为昌宁—孟连洋壳由西向东的俯冲极性提供了有力的证据。在岛弧带内还发育阿拉斯加型超镁铁质岩体，其原始岩浆可能是与上述岛弧火山岩同源的亚碱性高铝玄武岩，可看作是底辟侵位于地壳深部的岛弧根带，而岛弧火山岩是喷出地表的产物。岛弧带中还存在弧后和弧前浊积岩组合，在弧前沉积组合下部，部分砂岩的成分来自远蚀源的变质基底，暗示岛弧是在大陆基底上发展起来的。另外，还存在典型的洋盆消减标志—澜沧高压变质带：一部分原岩是较为单一的晚古生代陆源碎屑沉积；另一部分是活化元古宙变质岩，卷入俯冲-碰撞作用，形成高压变质岩。根据其蓝闪石Ar-Ar定年测得279Ma及214Ma，279Ma年龄代表基底岩石和大陆边缘沉积被俯冲到深处的变质-变形事件，该年龄值和澜沧江岛弧火山活动的高峰期相当，反映古特提斯洋盆由扩张转向萎缩，俯冲与岛弧岩浆活动属同一构造事件；214Ma代表碰撞挤压缩短变形-变质事件，与临沧碰撞型花岗岩的侵位时间相当，后者的锆石U—Pb年龄的变化范围（212～252Ma）也证明了这一点（钟大赉，1998）。

北缘勉略支洋盆在经历了泥盆—石炭纪的扩张打开形成洋壳后，亦于晚石炭世—早三叠世开始了消减汇聚、洋壳俯冲阶段。在勉略洋盆的俯冲阶段中，最早由东段巴山弧地区开始由南向北俯冲，由于板块的俯冲作用而在仰冲板块一侧的活动大陆边缘产生强烈而复杂岛弧岩浆作用，并且形成了一系列与俯冲消减有关的岛弧型火山岩系，包含了岛弧火山岩、活动大陆边缘火山岛弧以及弧内裂陷双峰式火山岩组合，其范围几乎包括了勉略缝合带的大部分地区，向西一直延伸到

略阳三岔子；同时在北侧还产生了一系列与俯冲有关的中酸性侵入岩体。

岛弧火山岩包括了勉县—略阳—康县一线勉略构造带内现残存的文家沟—庄科南岛弧型火山岩和岛弧型蛇绿岩、桥梓沟火山岩。弧内裂隙火山岩系主要集中于巴山弧及勉略地区，分布于两河和五里坝及褒河—东柳地区，在这一区段，密集出现了弧内裂隙和活动大陆边缘岛弧型火山岩系，它们与带内其他岛弧型火山岩构成了洋壳俯冲、消减的岩石地球化学证据。弧内裂陷具有过渡壳或陆壳基底，它的形成与深部岩浆上升使岛弧地壳隆起而产生的拉张构造有关，并同火山和构造原因的局部沉降有关，常常是弧间盆地发育初期阶段的产物。洋内岛弧岩浆从源区特征来看，与MORB型玄武岩有相似之处，在很大程度上是由于一个部分亏损的地幔橄榄岩局部熔融产生的。但是，它的局部熔融是在含水条件下发生的，与洋脊下无水熔融是不同的机制，并且来自于俯冲洋壳的 SiO_2、K_2O、LILE和LREE均参与了岩浆形成的过程，从而使得这种岩浆带有显著的陆壳物质混染的地球化学信息。这种岩浆作用和岩浆的底辟上升，使得弧内裂陷进一步发育，并由于高热流而引起岛弧地壳局部熔融，这种局部熔融产生的酸性岩浆，其熔融机制在一定程度上类似于地壳的深熔作用，但其局部熔融程度和范围却远不如地壳深熔机制广泛，所产生的酸性岩浆数量也较为有限。岛弧地壳局部熔融产生的酸性岩浆不同于大陆地壳局部熔融的岩浆，它们具有显著的岛弧岩浆系列地球化学特征（Nb、Ta的强烈亏损等），从而构成具有特殊地球化学指纹的弧内裂陷双峰式火山岩组合。弧内裂隙与活动大陆边缘岛弧型火山岩的出现，代表了勉略洋盆已经发育成熟，并且进入了洋壳俯冲和弧后扩张阶段。

由于带内火山岩缺少精确的年龄数据，但是根据周边地质环境、围岩性质、化石资料、火山岩的区域变质年龄以及勉略带北侧俯冲型花岗岩时代（295Ma，286Ma，244Ma，220Ma；李曙光等，1996；张国伟等，2001），表明俯冲作用最早始于晚石炭世，大规模的俯冲消减和岛弧火山作用主要发生在 $P—T_2$。根据勉略带内现存俯冲阶段的地质构造现象及变质-变形特征，可以得出俯冲碰撞构造以广泛低角度的韧性逆冲剪切变形构造组合为特征，由南向北俯冲，由北向南仰冲，这与勉略洋壳于早二叠世—中三叠世时期向北发生俯冲消减作用而引起俯冲带前缘表壳岩系和上行板块前缘活动陆缘岩层发生不同深度构造层次的加积楔逆冲剪切变形密切相关（李三中等，2000，2001，2002，2003；李亚林等，2001a，2001b；裴先治等，2002）。

五、碰撞造山及陆内造山叠加改造阶段

昌连—孟宁主洋盆从晚二叠世至中三叠世由残余海转向碰撞造山阶段，并于中侏罗世进入陆内造山叠加改造阶段。在澜沧老厂一带发育的晚二叠世亚速尔型洋岛火山岩、凝灰碎屑岩、孟连一带的晚二叠世硅质岩，以及在滇西各个地块普

遍可见的晚二叠世晚期含 Paleofusulina 碳酸盐岩，均为证明昌宁—孟连主洋盆在二叠世转入残余洋盆阶段，且各地块已汇聚靠近提供了有力的证据。与残余洋盆演化同时，澜沧江岛弧与思茅地块发生碰撞，叠加在岛弧带上形成了碰撞型花岗岩—临沧花岗岩和中、晚三叠世陆缘弧火山岩—维西马场中三叠世玄武岩（钟大赉，1998）。

在主洋盆前陆地区，形成了以三岔河组为代表的前陆磨拉石盆地沉积，不整合在蛇绿混杂岩、高压变质带之上。蛇绿混杂岩的围岩——绿片岩的阳起石 K-Ar 等时线年龄 212Ma，以及澜沧变质杂岩 Rb-Sr 等时线年龄分别为 223.8Ma 和 228.8Ma，指示碰撞变形发生在晚三叠世。磨拉石沉积的底部为砖红色砂泥质胶结，大小不一棱角形砾岩，向上为砂岩、粉砂岩，生物碎屑岩夹少量硅质岩，硅质岩的 $(Ce/Ce)_N$ 值>1.0，属典型的陆源碎屑沉积，表明陆块拼合时仍有浅海海盆存在。在岛弧部位，晚三叠世出露（如云县小定西组）以玄武岩、安山玄武岩、玄武安山岩及粗安岩为主的一套碱性和亚碱性火山。其岩石化学性质显示具“双峰式”特征：微量元素、稀土元素、同位素资料表明它们类似大陆拉斑质溢流玄武岩，原始岩浆来自亏损地慢源区，一部分源自大陆地壳物质重熔。晚三叠世大量火山岩活动指示碰撞带内出现局部拉张环境，在后陆（即岛弧带）可能因板片的俯冲下插或岩石圈的拆沉作用，诱发地幔部分熔融物质上涌，同时使地壳加热也发生部分熔融，二者成为熔浆供应者。此外，由于威尔逊旋回在不同地区的穿时性，尽管从二叠世末到早、中三叠世业已开始，但是主洋盆仍有一定宽度的残余洋盆持续到中三叠世，碰撞后持续一段时间，主洋盆关闭后继续保留残余海或海盆，其中充填了滨海沉积，直到中侏罗世才全部转入陆内发展阶段。

北支洋勉略洋盆目前尚未发现碰撞阶段的火山岩组合，但存在碰撞型花岗质岩浆活动。在勉略缝合带北侧的中酸性侵入岩体有迷坝、张家坝、姜家坪、光头山、楸树咀、火烧店、五龙等岩体，其中张家坝、迷坝岩体经过前人的详尽研究，已经基本确认为俯冲型花岗岩，而碰撞型花岗岩主要包括了姜家坪岩体（205Ma）、光头山岩体（200Ma）和五龙岩体（202Ma），并且规模比俯冲型花岗岩大，岩体平面形态多呈浑圆状、不规则状，不具主碰撞期变形构造，并切割区域主构造线和勉略构造带，可以进一步细分为同碰撞期姜家坪花岗岩体和碰撞晚期光头山、五龙花岗岩体。一些学者认为姜家坪岩体为碰撞后花岗岩（李三忠等，2003），而光头山、五龙岩体为同碰撞花岗岩，同碰撞型花岗岩的形成与勉略洋盆闭合以及陆-陆碰撞作用有关。宏观上碰撞型花岗岩体切割了主造山期的构造线，说明岩体侵入时代滞后于主造山期挤压收缩变形作用，其成因可能与碰撞同期岩石圈拆沉底侵作用有关。印支期尤其是晚三叠世时期是勉略缝合带的主要碰撞阶段，根据区域资料，碰撞作用是从东往西穿时进行的，即东部早西部晚。根据区域内变质岩石的 Ar-Ar 定年资料，结合区域变形特征，表明这些 Ar-Ar 年龄代表勉略带主造山碰撞时期的变形变质作用主要发生在晚三叠世，并根

据沿勉略带区域上诸如黑沟峡变质火山岩的全岩 Rb-Sr 等时线年龄为（221±13）Ma（李曙光等，1996），庄科基性火山岩的 Rb-Sr 等时线年龄为（197±14）Ma（张宗清等，1996，2002），三岔子放射虫硅质岩中火山岩 Ar-Ar 年龄为 220Ma（张宗清等，1996，2002），鞍子山麻粒岩全岩-矿物（辉石、斜长石、金云母）Sm-Nd 等时线年龄为（192±34）Ma（张宗清等，1996，2002）以及碰撞型花岗岩时代（219～200Ma）等，勉略缝合带强烈碰撞时期发生在中晚三叠世（T_2—T_3）。

从上述东古特提斯主洋盆（昌宁—孟连洋盆）及其北缘支洋盆（勉略洋盆）的大陆边缘和微地块的演化，洋盆俯冲、消减、碰撞过程均经历了完整的威尔逊旋回。每一个阶段都有其相对应的岩石组合系列，在空间上展布相当复杂，随着时间演化，横向上迁移、垂向上转化（表 1-1）。关于威尔逊旋回中的裂谷阶段，其沉积-火山岩组合在东特提斯洋中发育不典型甚至不发育，这是由于古特提斯洋盆是在原特提斯弧后或被动大陆边缘基础上发展而来的，这一特征在所有东古特提斯洋盆中均有所体现。另外，威尔逊旋回的不同阶段在洋盆不同部位往往重叠，如主洋盆的大西洋阶段，包括晚泥盆到早二叠世。同时，从早二叠世开始就已出现岛弧活动，到 P_1—P_2 处于高峰时期；而晚二叠世主洋盆已转入残余洋盆阶段。又例如，勉略支洋盆于晚泥盆世就开始出现初始扩张裂隙，于同期有限洋盆也已打开。C_1—T_2 的大西洋与太平洋阶段，同样也是如此，不仅出现了洋盆扩张阶段内的岩石组合，并且在同期有关俯冲消减的岛弧构造亦已出现。

第六节　勉略带在东古特提斯中的地位及其关系

现今所存在的诸多证据证明了勉略洋盆属于东古特提斯的北缘分支洋盆，从古地理、沉积学、岩石学、古生物学、古地磁及同位素等各个方面均可以和公认的东古特提斯昌宁—孟连主洋盆作对比，并且发展演化具有几乎完全相似的特征，许多学者分别在其著作或论文中阐述了这一观点（李三忠等，2000，2001，2002，2003；李亚林等，2001a，2001b；裴先治等，2002；赖绍聪等，1997，1998，2000，2001，2002，2003；Lai et al.，1998，2000，2004；Lai and Zhang，1996；Lai and Li，2001；张国伟等，2001），通过我们的研究也得出了一些看法和认识。

一、关于东古特提斯大背景下地幔动力学的讨论

Dupre 和 Allegre 在研究中印度洋脊（CIR）的玄武岩时发现，CIR 的大洋中脊玄武岩（MORB）不同于通常意义上亏损的 MORB，而是富放射性成因铅和锶（尤其是 ^{207}Pb 和 ^{208}Pb），表明印度洋中存在 Pb、Sr 同位素组成异常的地

幔。Hart 总结了世界范围内已有的有关资料，进一步指出这种 Pb、Sr 同位素组成异常的地幔在南半球各大洋中普遍存在，它们在赤道和南纬 60°之间构成一大致连续的环南半球分布的巨型异常带，并借用上述两位研究者的姓氏开头字母将其命名为南半球 Dupal 同位素异常，它们是由古老地幔产生的，主要分布于南半球，在北半球及两极地区基本上不存在。现在大多数学者通过详尽的研究认为其源于下地幔，当下地幔物质经由地幔柱或热点向地表运移时，由于地幔柱与岩石圈之间的混合作用将 DUPAL 印记带入上地幔中。到目前为止，在东古特提斯所发现的所有蛇绿岩带中的岩石，均具有 DUPAL 异常，具印度洋下大洋岩石圈地幔特征，不同于北大西洋和太平洋大洋岩石圈地幔。昌宁—孟连主洋盆及金沙江缝合带的蛇绿岩中 DUPAL 异常的存在表明了在晚古生代时东古特提斯洋盆可能位于南半球，古特提斯大洋岩石圈类似于现今的印度洋性质（钟大赉，1998）。许继峰等（1996，2000）通过对鞍子山地区火山岩 REE、Nd、Sr、Pb 同位素地球化学特征研究，认为勉略缝合带古 MORB 型玄武岩代表的古洋幔与特提斯古洋幔和冈瓦纳地幔相似，并表明其为冈瓦纳域和古特提斯域的一部分，并确认带中古 MORB 也具有 DUPAL 异常，而该异常在勉略缝合带及阿尼玛卿缝合带中的发现，不仅从同位素地球化学示踪角度反映了勉略洋盆及阿尼玛卿洋盆属于东古特提斯洋的一部分（张本仁等，2002），而且从一个侧面反映了东古特提斯特殊的地幔动力学背景。

目前，对于地幔柱的识别有 LIPs（大火成岩省）、板块整体抬升形成大陆和海底高原以及深部地幔异常高温-低速带等。对于中国的东古特提斯蛇绿岩带来说，已经存在了非常多的与地幔柱有关的证据。第一，洋岛火山岩（OIB）：OIB 通常与异常热地幔的熔融有关，是地幔柱活动的主要直接产物。这类岩石广泛分布于东古特提斯的大洋（蛇绿岩带）以及陆块内。据产出位置的不同，侯增谦、莫宣学（1996）曾将它们划分为 3 种热点或地幔热柱类型，即板内地幔柱、洋脊地幔柱和近洋脊地幔柱。莫宣学等（1993，2001，2003）不仅在该区域火山岩的研究中发现了大量的 OIB，而且所划分出的“准洋脊玄武岩”也具有很强的 OIB 特征。侯增谦、莫宣学（1996）、肖龙等（2003）根据洋中脊玄武岩（MORB）与 OIB 的地质和地球化学特征，对保山地块上卧牛寺玄武岩的地球化学特征及其与峨眉山玄武岩的对比研究发现，卧牛寺玄武岩的地球化学和 Sr-Nd 同位素特征与峨眉山玄武岩套下部的低钛玄武岩十分相似，这亦可能暗示了地幔柱活动的存在；赖绍聪等（2003）在勉略带西段琵琶寺—康县地区也发现了洋岛火山岩的踪迹。所以从区域范围看，特提斯构造域地幔热柱活动的特征十分明显且分布广泛。第二，苦橄岩的出现：苦橄岩是由异常热的地幔熔融而成的，其形成温度高于周围软流圈地幔（1300℃）100℃以上，是地幔柱活动的产物。目前，已在昌宁—孟连（莫宣学等，1993；肖龙等，2003）、甘孜—理塘和丽江一带（肖龙等，2004）发现有苦橄岩的存在，亦说明了古特提斯洋中发生过地幔柱活动。第

三，峨眉山大火成岩省（LIPs）：LIP 是指规模巨大的、岩性主要为镁铁质的喷出岩和侵入岩，其覆盖面积通常超过 100 万 km^2，厚度可达 5km，而且是在极短时间内形成的，即具有极高的喷发速率。岩石类型以玄武质熔岩为主，在大规模喷发之前地壳有隆升或拉伸张裂现象。在同位素地球化学特征上富集不相容元素和出现 Nb、Ta 正异常。所有这些都无法用传统的板块构造来解释，而被认为是地幔热柱作用的产物。最新研究结果表明，扬子地块西缘的峨眉山溢流玄武岩省初始出露面积超过 50 万 km^2，是世界几大火成岩省之一，是地幔热柱活动的产物（肖龙等，2004，2005）。

Maruyama（1994）在原有的地幔柱学说基础上，根据全球 P 波层析资料的解释认为全球在南太平洋及非洲存在两个超级上升地幔柱，而亚洲存在一个超级下沉地幔柱，大西洋中脊则是一个次一级的上升地幔柱，这一格局主宰了今日全球构造。这些地幔热柱多起源于核幔边界（2900km），可以穿过上、下地幔之间的不连续界面（670km）而到达地表，而冷柱物质（消减板块）不仅可以停留在 670 km 间断面，而且可以下沉到核幔边界（Hofmann，1997）。这种冷、热柱的互相作用所导致的物质循环可能是浅部大陆裂解（或隆升）、板块运动、大火成岩省的形成、生物灭绝、磁极倒转的诱因。以上那些确凿的证据无疑为我们证明了一个问题，我们认为这一个特殊的地幔动力学背景应该是在当时乃至现今，南半球长期存在一个范围及规模很大的超级地幔柱。在晚古生代时，该地幔柱以放射形状散开，近乎同时地打开了昌宁—孟连主洋盆、勉略洋盆以及阿尼玛卿洋盆。我们的模式与肖龙等在 2005 年提出的模式图类似，并且对其模式进行了补充和修正，因为其模式图无法解释关于西北缘阿尼玛卿洋盆以及东北缘的勉略洋盆，仅适用于滇川西部的东古特提斯洋，如果其假说成立，那么阿尼玛卿及勉略洋应属于另一个动力系统而不属于特提斯域。通过笔者对勉略缝合带的研究，以及多数学者们的研究，其与滇川西部东特提斯域应属于一个体系。Maruyama（1994）提出了上涌超级地幔柱可能由于在 670km 不连续面受到阻碍而产生树状的分支结构，因此我们倾向于用这一结构来解释古特提斯演化过程中的同时性关系（图 9-3）。这个超级地幔柱在早期上升，由于在 670km 处的阻碍而分散，分别产生了东古特提斯的主洋以及分支洋盆，而峨眉山大火成岩省很可能就是其发展到晚期的强烈活动的记录。

二、勉略缝合带西延问题

勉略带至南坪地区向西延伸的问题，目前由于没有确凿的证据，仍然是学术界未解决的问题。在早石炭世—早二叠世时期，东部的勉略地区已经打开成为成熟的大洋与东特提斯昌宁—孟连主洋遥相呼应。现有资料表明（陈亮等，1999；裴先治等，2002），阿尼玛卿洋盆在此时业已打开，那么究竟三者是如何联系的、

勉略带与阿尼玛卿是否连通，或者阿尼玛卿为东古特提斯的西北缘的另一分支，仍值得思考和研究。裴先治等认为有两种可能性：一种可能就是勉略洋盆可以一直向西通达阿尼玛卿地区，只是中段的玛曲—南坪一线由于后期强烈的构造缩短、向南的巨大推覆叠置而使得勉略带的物质记录被掩覆深埋而未得以出露，因而推断是一个基本东西贯通的有限洋盆；另一种可能是勉略洋与阿尼玛卿洋盆空间上并不相连，在玛曲—南坪间并未拉张形成洋盆，因而在东西方向延伸整体上显示为一个串珠状分布的有限洋盆带。根据康县—文县—南坪区段多发育洋岛型火山岩和少量 MORB 型蛇绿岩，推断洋盆还应该有一定宽度，因此在略阳至玛沁有限距离范围内，洋盆连通是可能的，故认为前一种可能性更大，并且认为同时在西秦岭与东昆仑结合部，该洋盆可能有一支向北延伸的分支洋盆，即东昆仑造山带东缘的以 D_3—P_1 苦海—赛什塘蛇绿混杂岩为代表的东古特提斯有限洋盆或拗拉谷，形成以玛沁德尔尼等为中心的三叉裂谷并发展演化而成三叉洋盆系，伸向北的一支发展有限，向北渐灭，形成伸向陆壳的拗拉谷。

东古特提斯具有特殊的地质背景和动力学机制，目前学术界主流思想认为其具有多岛洋、多弧盆结构。而通过我们的研究，并结合对整个东古特提斯地幔动力学的一些讨论，勉略洋盆与阿尼玛卿洋盆可能与金沙江—墨江洋盆一样均属于东古特提斯构造域中的分支洋盆，很有可能并未连接在一起，而是与主洋盆同时或近同时发育的分支洋盆。

第七节　勉略缝合带大地构造意义

结合以上所研究的内容，可以很清楚地看到，勉略缝合带有着极其重要的大地构造意义。首先，它是中国大陆主体最终拼合的板块结合带，是突出分隔中国大陆地质南北、横贯东西的巨型大陆推覆构造和陆内强构造变形带，在中国大陆现今组成与结构中占有显著地位，是中国东、西部大陆动力学转换带（表 9-3）及东、西作用与南、北作用的构造结（tectonic node），赋存了中新生代中国大陆构造南、北陆内构造演化、青藏高原隆升，大陆东、西构造反转变化、大别 UHP 岩石形成与剥露及其深部地幔动力学演变等的特有信息与记录，是研究中国及东亚大陆构造的重要地带。

其次，无论结论是否正确，勉略洋盆必定与东古特提斯构造域密不可分，通过我们的对比研究，越来越多的证据表明，它就是东古特提斯构造域的北缘分支。这就使得勉略缝合带的大地构造意义上升到另一个层次，它不仅是中国大陆主体拼合的主要构造结合带，而且是古亚洲与东古特提斯两大构造体系域衔接转换区。尽管三江地区是东古特提斯的主洋盆与主缝合带，但是其在中国大陆构造位置中偏西南，并不处于中央位置，而中央造山带南缘的勉略缝合带恰位于中国大陆中央南北主体拼合带上，故在中国大陆形成与演化中占有特殊地位，是研究

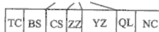
大区域构造背景下在什么样的背景下完成主体拼合、拼合过程及其动力学和不同构造动力学体系域交接转换关系的良好场所。

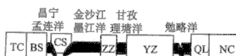
表 9-3　中国大陆东、西部深部与浅部事件及其早、晚过程比较（邓晋福等，1996）

Table 9-3　The comparison for east and west China mainland deep affair with their early-late process

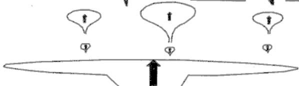
地区	构造期	印支期		燕山期		喜马拉雅期	
	过程	早（T_1+T_2）	晚（T_3）	早（J）	晚（K）	早（R）	晚（Q）
东部	深部事件	岩石圈根形成	岩石圈拆沉—去根	岩石圈根形成（局部有拆沉）	岩石圈拆沉—去根	地幔热柱形成	热柱上升减弱
	软流圈物质补偿性流动	物质挤出，向西流动，强	物质上涌，向西流动减弱—停止	物质挤出，局部上涌，向西流动，中等	物质上涌，向西流动减弱—停止	物质由西部注入并上涌，强	物质由西部注入，量少，上涌弱
	浅部响应事件	陆内俯冲—造山为主	北方造山带崩塌与A型花岗岩；南方继续造山	大洋俯冲—陆内俯冲复合造山	造山带崩塌，A型花岗岩广泛发育	大陆裂谷作用，玄武岩岩浆大量喷发	裂谷作用与玄武岩岩浆喷发减弱
西部	深部事件	地幔热柱上升	热柱上升减弱，北侧岩石圈根开始形成	地幔热柱上升	热柱上升减弱，岩石圈根向南扩大	巨大岩石圈根形成	造山带腹地岩石圈拆沉—去根
	软流圈物质补偿性流动	物质由东部注入，北侧已无注入物质	注入物质减少，北侧已无注入物质	物质由东部注入并上涌，中等	注入物质减少—停止	物质挤出，向东流动，强	物质挤出，局部上涌，向东流动减弱
	浅部响应事件	古特提斯洋打开	北侧洋盆闭合与陆内造山	新特提斯洋打开	洋盆收缩，陆内造山向南扩展	洋盆闭合，陆内造山强烈	造山带腹地造山崩塌开始

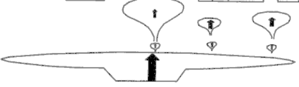
再次，勉略洋盆的形成、发展与演化的过程，结合其发育时期的区域构造背景，诸如东古特提斯的区域打开、扬子西部攀西裂谷的形成（D—P）、峨眉山大陆玄武岩的广泛喷发（P_2）、上扬子板内的扩张裂陷等，共同反映同期发生了广泛区域性的扩张裂解，必定具有统一的深部背景，必然揭示在晚古生代东古特提斯区域存在深部地幔柱构造作用的统一区域地幔动力学背景（图 9-3）。无论我们的研究及设想是否正确，勉略缝合带是一个研究东古特提斯关键性区域，是一个可以深入了解在晚古生代到中生代洋—洋转化及洋—陆转化的重要区段，对中







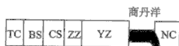
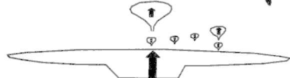



图 9-3 东古特提斯超级地幔柱与板块构造发展演化模式图

Fig. 9-3 Super mantle plume and plate tectonic evolution model of the east paleo-Tethys

TC. 腾冲地块；BS. 保山地块；CS. 昌都—思茅地块；ZZ. 中咱地块；YZ. 扬子地块；QL. 秦岭微板块；NC. 华北地块

国大陆的主体拼合有着深远的意义。并且在后继研究中，如果结论被证明，那么在晚古生代的地幔动力学背景以及诸大陆之间的联系，均会有重大而深远的意义，这使得勉略缝合带成为探讨研究中国大陆构造演化动力学、东古特提斯打开与演化和印支期中国现今大陆主体拼接形成及其机制与动力学、探索大陆动力学的天然实验室与研究基地。

第八节　勉略缝合带研究中存在的问题

沿勉县—略阳一线发育的基性火山岩和超镁铁质岩岩石组合，早在20世纪70年代李春昱（1978，1982）就认为该地区基性、超基性岩岩石组合属蛇绿岩建造，并作为华南板块的北部边界。"勉略古缝合带"最早是由杨宗让和胡永祥（1990）提出的，他们认为缝合带是勉、略、宁元古代岛弧褶皱系与南秦岭古陆经过两期碰撞（S_3—D_2和T_2—T_1）形成的；之后在1990和1992年，杨宗让又提出了扬子克拉通北缘由宁陕—山阳裂谷、勉略裂谷及紫阳裂谷构成"三叉"裂谷系，其中前两支于加里东期发展而成（Z_2—$€_1$初裂期，$€_1$—O_1扩张、破裂、洋盆期，S_1—S_2俯冲消亡期）。

近年研究表明，勉略缝合带向东已经延伸到湖北花山一带（张国伟等，1995，1996；赖绍聪等，1997；董云鹏等，1998，1999），向西经文县、康县延至阿尼玛卿山（杨永成等，1996；陈亮等，1999，2000；赖绍聪等，2002，2003），形成时代问题上也有了更大的进展，包括古生物的证据、变质年龄、地层建造时代在内的一系列证据均表明了勉略带的形成演化开始于晚古生代（冯庆来等，1996；李曙光，1996；孟庆任等，1996）；另外带内还可能发育有一些古老的混杂岩块和古老的蛇绿岩块（张宗清等，1996；许继峰等，2000）。这些研究成果清楚地表明勉略带的演化模式、存在证据已经不同于杨宗让提出的模式。因此勉略带被赋予了全新的科学含义，它被认为是秦岭造山带中与商丹构造带同期并存的第二条板块缝合带，并构成了秦岭微板块与扬子板块之间的构造边界。然而，目前还有许多存在争议的问题——勉略带时代的问题、有无古老蛇绿岩、勉略带的西延问题、与东古特提斯的关系问题等。时代和西延问题关系到整个秦岭造山带形成演化的基本构造格局与造山过程，中国南北大陆在印支期最终拼合成为统一大陆的关键性问题，而与东古特提斯的关系问题是争论的焦点。

一、勉略带西延问题的确定

这个问题关系到整个秦岭造山带乃至中央造山系基本构造格架与主要造山过程，它涉及华北地块与扬子地块之间众多陆块或板块的复杂多样式俯冲碰撞造山过程。秦岭造山带的形成与演化已经被大家认同的观点是在古生代—中生代早期

华北板块、扬子板块与秦岭微板块沿商丹缝合带和勉略缝合带依次向北俯冲碰撞的造山过程，秦岭造山带经西秦岭向西延展并与北祁连加里东造山带、中祁连地块、南祁连造山带、柴达木地块、昆仑造山带等构造单元相连接，其中勉略带西延至昆仑造山带南缘、东古特提斯北缘，因此涉及整个中央造山系的基本构架、空间展布及其形成演化和中国大陆地质和大陆动力学问题。所以对勉略带西延问题的研究可以解决关于秦岭造山带乃至中央造山带一些亟待解决的问题，因而具有十分重要的科学意义（张国伟等，2001）。

二、勉略古洋盆与古缝合带形成的时代问题

这个问题关系到勉略洋的形成、发展、消亡的整个过程与秦岭造山带最终形成的演化时限，不但可以确定中国大陆的最终拼合年代，而且对于勉略带是否是东古特提斯北侧分支都有着极其重要的科学含义。目前，对于勉略带内时代问题的确定仍然有很多争议，主要是由于带内复杂的地质条件所决定的。

三、对中国大陆构造的影响

勉略带是现今中国大陆构造中分隔南北、横贯东西的巨型逆冲推覆带和陆内强构造变形带，在中国大陆现今组成与构造中占有突出的地位。带内富含有许多中新生代丰富的地质信息，是研究我国及东亚大陆构造的重要地带。勉略带是中国大陆最终完成主体拼合的构造带，在中国大陆形成演化中占有特殊的地位，通过对其研究可以了解中国大陆如何完成的主体拼合、过程及其动力学，并且可以研究在东古特提斯区域存在的深部地幔柱构造作用的统一区域地幔动力学背景，探讨研究在什么样的岩浆动力下造成印支期中国大陆主体拼接形成机制。

四、与东古特提斯的关系

关于“特提斯”的研究一直是国际地学界的热点，而且也是争议较大的问题。近年来，随着对青藏高原的研究深入，我国的特提斯问题取得了极大的进展，但有关我国的东古特提斯的范围、属性、形成与演化等基本问题仍然是争议的焦点。一直以来，东古特提斯被认为止于东昆仑—西秦岭造山带南缘，向东并未进入秦岭，但是勉略带的研究结果证明，它与东古特提斯具有完全一致的可以横向对比的特征，因此可以大致肯定东古特提斯向东进入秦岭，并且勉略洋是其东北侧的分支，这是古特提斯研究的重要突破性进展。因此勉略带是研究解决古特提斯的一个新的重要的实验场所和解剖场此，对勉略带的研究也是对古特提斯域研究中具有重要意义的科学问题。

参考文献

边千韬，罗小全，李涤徽等．2001．青海省阿尼玛卿带布青山蛇绿混杂岩的地球化学性质及形成环境．地质学报，75（2）：45～55
边千韬．1999．阿尼玛卿山早古生代和早石炭—早二叠世蛇绿岩的发现．地质科学，34（4）：420～426
曹荣龙．1990．浙江西垄地幔岩包体中流体及熔体包裹体的成因和意义．北京：地质出版社，14～22
陈炳蔚，王铠元，刘万熹等．1987．怒江—澜沧江—金沙江地区大地构造．北京：地质出版社，1～240
陈家义，杨永成，李荣社等．1997．汉中—碧口地区的造山结构和构造．陕西地质，15（1）：12～19
陈杰．1992．青海德尔尼铜矿床成矿机制浅析．青海地质，1（1）：53～61
陈亮，孙勇，柳小明等．2000．青海省德尔尼蛇绿岩的地球化学特征及其大地构造意义．岩石学报，16（1）：106～110
陈亮，孙勇，裴先治等．1999．德尔尼蛇绿岩：青藏高原最北端的特提斯岩石圈残片．西北大学学报，29（2）：141～144
陈亮，孙勇，裴先治等．2001．德尔尼蛇绿岩$^{40}Ar/^{39}Ar$年龄：青藏最北端古特提斯洋盆存在和延展的证据．科学通报，46（5）：424～426
陈亮，孙勇，裴先治等．2003．古特提斯蛇绿岩的综合对比及其动力学意义——以德尔尼蛇绿岩为例．中国科学（D辑），33（12）：1136～1142
从柏林，吴根耀，张旗．1994．中国滇西古特提斯构造带岩石大地构造演化．中国科学（B辑），23（11）：1201～1207
邓晋福，莫宣学，魏启荣等．1993．三江地区火山作用与特提斯演化．北京：地质出版社，224～233
邓晋福，赵海玲，莫宣学等．1996．中国大陆根—柱构造—大陆动力学的钥匙．北京：地质出版社，1～110
董广法，王国富，刘继顺．1998．勉略宁地区东沟坝组火山岩的成因浅析．大地构造学与成矿学，22（2）：163～169
董云鹏，张国伟，赖绍聪等．1999．随州花山蛇绿构造混杂岩的厘定及其大地构造意义．中国科学，29（03）：222～231
董云鹏，张国伟，柳小明等．1998．鄂北大洪山地区“花山群”的解体．中国区域地质，17（4）：371～377
杜乐天，刘若新，邓晋福等．1996．地幔流体与软流层（体）地球化学．北京：地质出版社，1～80
杜乐天．1989．幔汁（HACONS）的重大意义．大地构造与成矿学，（1）：91～99
杜乐天．1993．气体地球动力学：一个重要的研究方向．地球科学进展，8（6）：66～73
杜远生，盛吉虎，顾松竹．1999．南秦岭勉略构造混杂岩带非史密斯地层系统和地层格架．地质论评，45（6）：563～569
鄂莫岚．1987．东北地区新生代玄武岩和超镁铁岩包体．北京：科学出版社，10～132
冯庆来，Chonglakmani C，Helmcke D等．2004．泰国西北部掸泰地块内部古特提斯远洋残迹放射虫生物地层学证据．中国科学（D辑），34（5）：429～435
冯庆来，杜远生，殷鸿福等．1996．南秦岭勉略蛇绿混杂带中放射虫的发现及其意义．中国科学（D辑），26（增刊）：78～82
郭安林，张国伟，孙延贵等．2006．阿尼玛卿蛇绿岩带OIB和MORB的地球化学及空间分布特征：玛积雪山古洋脊热点构造证据．中国科学（D辑），36（7）：618～629

何龙清．1998. 金沙江造山带的大地构造环境及演化模式．现代地质，12（2）：185～191
侯增谦，莫宣学．1996. “三江”古特提斯地幔热柱—洋岛玄武岩证据．地球学报，17（4）：343～361
胡承祖．1986. 从雅鲁藏布江缝合带和茶布—查桑的发育历史讨论西藏板块的演化．见：地质矿产部青藏高原地质文集编委会编．青藏高原地质文集（9）．北京：地质出版社，111～121
黄汲清，陈炳蔚．1987. 中国及邻区特提斯海的演化．北京：地质出版社，1～78
黄汲清，任纪舜，姜春发等．1977. 中国大地构造基本轮廓．地质学报，（2）：117～135
黄汲清．1954. 中国区域地质的特征．地质学报，34（3）：217～244
黄汲清．1960. 中国地质构造基本特征的初步总结．地质学报，40（1）：1～37
黄懿．1948. 陕南牟家坝新集一带之震旦纪前结晶岩．地质论评，13（1～2）：131～132
贾承造，施央申，郭令智．1988. 东秦岭板块构造．南京：南京大学出版社，1～130
姜春发．1992. 昆仑开合构造．北京：地质出版社，101～217
姜春发．1993. 中央造山带主要地质构造特征．地学研究，27：107～108
赖绍聪，邓晋福，杨建军等．1993. 柴达木北缘发现大型韧性剪切带．现代地质，7（1）：125
赖绍聪，邓晋福，赵海玲．1996. 柴达木北缘奥陶纪火山作用与构造机制．西安地质学院学报，18（3）：8～14
赖绍聪，邓晋福，赵海玲．1996. 柴达木北缘古生代蛇绿岩及其构造背景．现代地质，10（1）：18～28
赖绍聪，邓晋福，赵海玲．1997. 北祁连奥陶纪洋脊扩张速率及古洋盆规模的岩石学约束．矿物岩石，17（1）：35～39
赖绍聪，李三忠，张国伟．2003. 陕西西乡群火山-沉积岩系形成构造环境：火山岩地球化学约束．岩石学报，19（1）：141～152
赖绍聪，刘池阳．2003. 青藏高原安多岛弧型蛇绿岩地球化学及成因．岩石学报，19（4）：675～682
赖绍聪，隆平．1996. 北祁连山岛弧型火山岩地球化学特征．西北大学学报，26（5）：445～449
赖绍聪，隆平．1997. 岩浆底劈侵位机制研究进展．地学工程进展，14（1～2）：54～58
赖绍聪，杨瑞瑛，张国伟．2001. 南秦岭西乡群孙家河组火山岩形成构造背景及其大地构造意义的讨论．地质科学，36（3）：295～303
赖绍聪，张国伟，董云鹏．1998. 秦岭—大别勉略缝合带湖北随州周家湾变质玄武岩地球化学及其大地构造意义．矿物岩石，18（2）：1～8
赖绍聪，张国伟，董云鹏．1997. 秦岭—大别山随州南周家湾变质玄武岩地球化学及其大地构造意义．地球科学，22（4）：362
赖绍聪，张国伟，董云鹏等．2003. 秦岭—大别勉略构造带蛇绿岩与相关火山岩性质及其时空分布．中国科学（D辑），33（12）：1174～1183
赖绍聪，张国伟，裴先治．2002. 南秦岭勉略结合带琵琶寺洋壳蛇绿岩的厘定及其大地构造意义．地质通报，21（8～9）：465～470
赖绍聪，张国伟，裴先治等．2003. 南秦岭康县—琵琶寺—南坪构造混杂带蛇绿岩与洋岛火山岩地球化学及其大地构造意义．中国科学（D辑），33（1）：10～19
赖绍聪，张国伟，杨瑞瑛．2000. 南秦岭勉略带两河弧内裂陷火山岩组合地球化学及其大地构造意义．岩石学报，16（3）：317～326
赖绍聪，张国伟，杨瑞瑛．2000. 南秦岭巴山弧两河—饶峰—五里坝岛弧岩浆带的厘定及其大地构造意义．中国科学（D辑），30（增刊）：53～63
赖绍聪，张国伟，杨永成等．1997. 南秦岭勉县—略阳结合带变质火山岩岩石地球化学特征．岩石学报，13（4）：563～573
赖绍聪，张国伟，杨永成等．1998. 南秦岭勉县—略阳结合带蛇绿岩与岛弧火山岩地球化学及其大地构造意义．地球化学，27（3）：283～293

赖绍聪，张国伟．1999. 秦岭—大别勉略结合带蛇绿岩及其大地构造意义．地质论评，45（增刊）：1062～1071
赖绍聪，张国伟．2002. 勉略结合带五里坝火山岩的地球化学研究及其构造意义．大地构造与成矿学，26（1）：43～50
赖绍聪，钟健华．1998. 聚敛型板块边缘岩浆作用及其相关沉积盆地．地学前缘，5（增刊）：86～94
赖绍聪，邓晋福，赵海玲．1996. 青藏高原北缘火山作用与构造演化．西安：陕西科学技术出版社，1～121
赖绍聪．1994. 分离结晶对岩浆氧逸度的影响．地学前缘，1（1～2）：12
赖绍聪．1997. 秦岭造山带勉略缝合带超镁铁质岩的地球化学特征．西北地质，18（3）：36～45
赖绍聪．1998. 岩浆侵位机制的动力学约束．地学前缘，5（增刊）：40
赖绍聪．1999. 岩浆作用的物理过程研究进展．地球科学进展，14（2）：153～158
赖旭龙，杨逢清，杜远生等．1997. 川西北若尔盖一带三叠系层序及沉积环境分析．中国区域地质，（2）：193～204
李春昱，王荃，刘雪亚等．1982. 亚洲大地构造图及说明书．北京：地图出版社
李春昱，刘仰文，朱宝清等．1978. 秦岭及祁连山构造发展史．国际交流地质论文集（一）．北京：地质出版社，174～185
李锦轶，陈家义．1997. 秦岭西段天水一带李子园群变质变形时代的$^{40}Ar/^{39}Ar$年代学证据．中国区域地质，16（1）：21～25
李三忠，赖绍聪，张国伟等．2001. 秦岭勉略带康县—高川段现今结构与岩片性质．华南地质与矿产，3：1～8
李三忠，赖绍聪，张国伟等．2003. 秦岭勉略缝合带及南秦岭板块的变质动力学研究．地质科学，38（2）：137～154
李三忠，张国伟，李亚林等．2000. 勉县地区勉略带内麻粒岩的发现及构造意义．岩石学报，16（2）：220～226
李三忠，张国伟，李亚林等．2002. 秦岭造山带勉略缝合带构造变形与造山过程．地质学报，76（4）：469～483
李三忠，张国伟．1999. 造山带变质作用与构造热演化．构造地质学-岩石圈动力学研究进展，北京：地震出版社，114～129
李曙光，侯振辉，杨永成等．2003. 南秦岭勉略构造带三岔子古岩浆弧的地球化学特征及形成时代．中国科学（D辑），33（12）：1163～1173
李曙光，孙卫东，张国伟等．1996. 南秦岭勉略构造带黑沟峡变质火山岩的年代学和地球化学——古生代洋盆及其闭合时代的证据．中国科学（D辑），26（3）：223～230
李曙光．1993. 蛇绿岩生成构造环境的Ba-Th-Nb-La判别图．岩石学报，9（2）：146～157
李亚林，张国伟，王成善等．2001a. 秦岭勉略缝合带两期韧性剪切变形及其动力学意义．成都理工学院学报，28（1）：28～33
李亚林，张国伟，王成善等．2001b. 秦岭勉县—略阳地区的构造混杂岩及其意义．岩石学报，17（3）：476～482
李振兴，潘桂棠，罗建宁．1990. 论三江地区冈瓦纳和劳亚大陆的分界．见：地质矿产部青藏高原地质文集编委会编．青藏高原地质文集（20）．北京：地质出版社
李振兴，刘增乾，潘桂棠．1991. 西南三江地区大地构造单元划分及地史演化．中国地质科学院成都所所刊（第13号）．北京：地质出版社，11～19
李振兴，许效松，潘桂棠．1995. 泛华夏大陆群与东特提斯构造域演化．岩相古地理，15（4）：1～13
凌文黎，张本仁，张宏飞等．1996. 扬子克拉通北缘中、新元古代洋壳俯冲及壳幔再循环作用的同位素地球化学证据．地球科学，21（3）：332～335

刘本培，冯庆来，Choncakmani C 等．2002．滇西古特提斯多岛洋的结构及其南北延伸．地学前缘，9（3）：161～173
刘椿，黄宝春，谭晓冬．1994．东特提斯海中的一些离散块体．地质科学，29（2）：129-136
刘国惠，张寿广，游振东等．1993，秦岭造山带主要变质岩群及变质演化．北京：地质出版社，1～190
刘勇胜，袁洪林，高山等．2004．汉诺坝橄榄辉石岩包体锆石 U－Pb 年龄：97～158Ma 岩浆底侵作用和麻粒岩相变质作用之间的关系．科学通报，49（8）：790～797
罗建宁，彭勇民，潘桂棠．1996．东特提斯板块会聚边缘与岛弧造山作用．岩相古地理，16（3）：1～15
孟庆任，张国伟，于在平等．1996．秦岭南缘晚古生代裂谷—有限洋盆沉积作用及构造演化．中国科学（D辑），26（增刊）：28～33
莫宣学，邓晋福，董方浏等．2001．西南三江造山带火山岩-构造组合及其意义．高校地质学报，7（2）：121～138
莫宣学，邓晋福．1993．西藏—三江地区几对蛇绿岩-弧岩浆岩带的构造意义．见：IGCP 第 321 项中国工作组编．亚洲的增生．北京：地震出版社，61～64
莫宣学，路凤香，沈上越等．1993．“三江”特提斯火山作用与成矿．北京：地质出版社，1～267
莫宣学，赵志丹，邓晋福等．2003．印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应．地学前缘，10（3）：135～148
莫宣学．1992．我国西部造山带火山岩研究中的一些新问题．见：中国地质大学岩石教研室编．岩石学论文集．武汉：中国地质大学出版社，47～55
潘桂堂．1994．全球洋-陆转换中的特提斯演化．见：特提斯地质编委会编．特提斯地质（第 18 集）．北京：地质出版社
潘桂堂．1996．东特提斯多弧-盆系统演化模式．岩相古地理，16（2）：52～65
潘桂堂．1997．东特提斯地质构造形成演化．北京：地质出版社，1～191
潘桂棠．1994．全球洋-陆转换中的特提斯演化．特提斯地质（第 18 号）．北京：地质出版社，23～40
潘裕生．1990．西昆仑山构造特征与演化．地质科学，25（3）：224～331
潘裕生．1991．青藏高原西北部构造演化．中国科学院地质研究所岩石圈构造演化开放研究实验室年报（1889—1990）．中国科学技术出版社
裴先治，张国伟，赖绍聪，李勇，陈亮，高明．2002．西秦岭南缘勉略构造带主要地质特征．地质通报，21（8～9）：486～494
钱青，王焰．1999．不同构造环境中双峰式火山岩的地球化学特征．地质地球化学，27（4）：29～32
秦江锋，赖绍聪，李永飞．2005．扬子板块北缘碧口地区阳坝花岗闪长岩成因研究及其地质意义．岩石学报，2005（3）：697～710
任纪舜，陈廷愚，牛宝贵等．1991．论秦岭造山带—中朝与扬子陆块的拼合过程．西安：西北大学出版社，99～110
任纪舜，姜春发，张正坤等．1980．中国大地构造及其演化．北京：科学出版社，1～124
任纪舜．1995．中国大陆构造的基本模型．地球学报，（3）：328～330
陕西省地质矿产局．1989．陕西省区域地质志．北京：地质出版社，1～698
陕西省区域地层表编写组．1983．西北地区区域地层表．陕西省分册．北京：地质出版社，1～258
沈上越，冯庆来，刘本培等．1998．昌宁—孟连带洋脊、洋岛型火山岩研究．地质科技情报，21（3）：13～17
宋鸿林．1994．秦岭—大别造山带早期的伸展构造．见：钱祥麟主编．伸展构造研究．北京：地质出版社，12～21
孙卫东，李曙光，陈亚东等．2000．南秦岭花岗岩锆石 U—Pb 定年及其地质意义．地球化学，29（3）：209～216

孙晓猛，简平．2004. 滇川西部金沙江古特提斯洋的威尔逊旋回．地质论评，50（4）：343～350
孙勇，陈亮，冯涛等．2002. 一种古特提斯演化的动力学模型——来自中国古特提斯蛇绿岩的证据．西北大学学报（自然科学版），2（32）：1～6
陶洪祥，陈祥荣，冯鸿儒等．1982. 汉南“西乡群”的地层划分与对比．西安地质学院学报，4（1）：32～44
陶洪祥，何恢亚，王全庆等．1993. 扬子板块北缘构造演化史．西安：西北大学出版社，1～135
陶洪祥，王全庆，高肇英等．1986. 略论扬子古陆北缘中晚元古代岛弧构造及其演化．西安地质学院学报，8（3）：7～17
王鸿祯，徐成彦，周正国．1982. 东秦岭古海域两侧大陆边缘的构造发展．地质学报，56（3）：270～280
王清晨，孙枢，李继亮等．1989. 秦岭的大地构造演化．地质科学，（2）：130～142
王希斌，鲍佩声，邓万明等．1987. 西藏蛇绿岩．北京：地质出版社，1～120
王焰，钱清，刘良，张旗．2000. 不同构造环境中双峰式火山岩的主要特征．岩石学报，16（2）：169～173
王宗起，陈海泓，李继亮等．1999. 南秦岭西乡群放射虫化石的发现及其地质意义．中国科学（D辑），29（1）：38～ 44
魏启荣，沈上越，莫宣学等．2003. 三江中段Dupal同位素异常的识别及其意义．地质地球化学，31（1）：36～41
吴根耀，吴浩若，钟大赉等．2000. 滇桂交界处古特提斯的洋岛和岛弧火山岩．现代地质，14（4）：393～400
吴汉宁，常承法，刘椿等．1990. 依据古地磁资料探讨华北和华南块体运动及其对秦岭构造演化的影响．地质科学，（3）：201～214
吴元保，郑永飞．2004. 锆石成因矿物学研究及其对U—Pb年龄解释的制约．科学通报，49（16）：1589～1604
吴正文，柴育成，黄万夫等．1991. 秦岭造山带的推覆构造格局．西安：西北大学出版社，111～120
夏林圻，夏祖春，任有祥等．1991. 祁连、秦岭山系海相火山岩．北京：地质出版社
夏林圻，夏祖春，徐学义．1996a. 南秦岭中—晚元古代火山岩性质与前寒武大陆裂解．中国科学（D辑），26（3）：237～243
夏林圻，夏祖春，徐学义．1996b. 南秦岭元古宙西乡群大陆溢流玄武岩的确定及其地质意义．地质论评，42（6）：513～522
夏林圻，夏祖春，徐学义．2001. 南秦岭板内火山作用特征及构造意义．岩石矿物学杂志，20（3）：255～262
夏林圻．2001a. 造山带火山岩浆作用．西北地质，34（3）：18～28
夏林圻．2001b. 造山带火山岩研究．岩石矿物学杂志，20（3）：225～232
肖龙，Rapp R P，许继锋．2004. 深部过程对埃达克质岩石成分的制约．岩石学报，20（2）：219～228
肖龙，徐义刚，何斌．2003. 峨眉地幔柱—岩石圈的相互作用——来自低钛和高钛玄武岩的Sr—Nd和O同位素证据．高校地质学报，9（2）：207～217
肖龙，徐义刚，何斌．2005. 试论地幔柱构造与川滇西部古特提斯的演化．地质科技情报，24（4）：1～6
肖龙．徐义刚，梅厚钧等．2003. 云南金平晚二叠纪玄武岩特征及其与峨嵋山玄武岩关系——地球化学证据．岩石学报，19（1）：38～48
肖庆辉，贾跃明，刘树臣等．1994. 推进我国地质科学前沿研究的谋划．北京：地质出版社，4～35
肖序常．1995. 从扩张速率试论蛇绿岩的类型划分．岩石学报，11（增刊）：10～23
徐学义，夏祖春，夏林圻．2002. 碧口群火山旋回及其地质构造意义．地质通报，2002（8～9）：478～485
徐义刚，钟孙霖．2001. 峨眉山大火成岩省地幔柱活动的证据及其熔融条件．地球化学，30（1）：1～8

徐钰林 . 2000. 西藏南部早第三纪钙质超微化石及东特提斯在西藏境内的封闭时限 . 现代地质，14 (3)：255～262
许继峰，韩吟文 . 1996. 秦岭古 MORB 型岩石的高放射性成因铅同位素组成——特提斯型古洋幔存在的证据 . 中国科学 (D辑)，26 (增刊)：34～41
许继峰，盛吉虎，韩吟文等 . 1996. 勉略地区蛇绿岩的初步研究 . 见：张旗主编 . 蛇绿岩与地球动力学研究 . 北京：地质出版社，163～167
许继峰，于学元，李献华等 . 1997. 高度亏损的 N-MORB 型火山岩的发现：勉略古洋盆存在的新证据 . 科学通报，42 (22)：2414～2418
许继峰 . 1991. 皮尔斯比率图解在岩浆岩研究中的应用 . 地质科技情报，10 (2)：78～85
许继锋，于学元，李献华等 . 2000. 秦岭勉略带中鞍子山蛇绿杂岩的地球化学——古洋壳碎片的证据及意义 . 地质学报，74 (1)：39～50
许志琴，卢一伦，汤耀庆等 . 1988. 东秦岭复合山链的形成—变形、演化及板块动力学 . 北京：中国环境科学出版社，1～193
许志琴，牛宝贵，刘志刚等 . 1991. 秦岭—大别"碰撞—陆内"型复合山链的构造体制及陆内板块动力学机制 . 西安：西北大学出版社，139～147
闫全人，王宗起，Hanson A D 等 . 2002. 南秦岭横丹群浊积岩系—晚古生代发育于扬子板块被动陆缘上弧前盆地充填物 . 地质通报，21 (8～9)：495～500
阎廉泉 . 1963. 东秦岭及其邻侧地区地质构造的基本特征 . 地质学报，43 (2)：156～170
杨崇辉，魏春景，张寿广等 . 1999. 南秦岭佛坪地区麻粒岩相岩石锆石 U—Pb 年龄 . 地质论评，45 (2)：173～179
杨恒书，赖旭龙，杨逢清等 . 1995. 四川隆康、塔藏含火山岩地层时代新证据 . 中国区域地质，(1)：71～75
杨蔚然，杨森楠 . 1991. 造山带结构与演化的现代理论和研究方法—东秦岭造山带剖析 . 武汉：中国地质大学出版社，1～191
杨永成，陈家义，李荣社等 . 1996. 陕西勉略蛇绿构造混杂结合带组成及演化 . 陕西地质，14 (2)：1～12
杨志华，李勇，邓亚婷 . 1999. 秦岭造山带结构与演化若干问题的再认识 . 高校地质学报，5 (2)：121～136
杨志华，李勇，邓亚婷 . 2001. 勉略带是古生代的板块缝合带吗？. 湖北地质，15 (2)：11～17
杨志华，李勇，苏春乾等 . 1999. 关于大陆动力学几个问题的讨论 . 见：马宗晋等主编 . 构造地质学-岩石圈动力学研究进展 . 北京：地震出版社，304～321
杨志华，张传林，朱立华等 . 1999. 大陆造山带盆—山转换的类型及阶段——以秦岭造山带为例 . 地学前缘，6 (4)：273～282
杨宗让 . 2002. 川西松潘—甘孜弧前盆地的形成及演化 . 沉积与特提斯地质，22 (3)：53～59
杨宗让，胡永祥 . 1990. 略阳一带古板块缝合带存在标志及南秦岭板块构造的演化意义 . 西北地质，(2)：13～20
叶连俊，关士聪 . 1994. 甘肃中南部地质志 . 地质专报，甲种 19 号
殷鸿福，杜远生，许继峰等 . 1996. 南秦岭勉略古缝合带中放射虫动物群的发现及其古海洋意义 . 地球科学，21 (3)：184
殷鸿福，杨逢清，黄其胜等 . 1992. 秦岭及邻区三叠系 . 武汉：中国地质大学出版社，1～90
游振东，韩郁菁，桑隆康等 . 1991. 东秦岭—大别对接造山带的变质演化及其地球动力学意义 . 见：中国地质学会编 . "七五"地质科技重要成果学术交流会议论文选集 . 北京：中国科学技术出版社，261～264
袁洪林，吴福元，高山等 . 2003. 东北地区新生代侵入岩的激光锆石探针 U—Pb 年龄测定与稀土元素成分

分析．科学通报，48（4）：1511～1520
曾广策，赖旭龙，杨逢清．2002. 九寨沟隆康、漳扎火山岩研究．地质科技情报，21（3）：7～12
扎瓦里斯基．1950. 火成岩岩石学导论．北京：科学出版社
张本仁，高山，张宏飞等．2002. 秦岭造山带地球化学．北京：科学出版社，1～172
张本仁，骆庭川，高山等．1994. 秦巴岩石圈构造及成矿规律地球化学研究．武汉：中国地质大学出版社，1～446
张本仁，张宏飞，赵志丹等．1996. 东秦岭及邻区壳幔地球化学分区和演化及其大地构造意义．中国科学（D辑），26（3）：201～208
张伯声．1984. 张伯生地质文集．西安：陕西科学技术出版社，1～189
张传林，董永观，杨志华．2000. 秦岭晋宁期的两条蛇绿岩带及其对秦岭—大别构造演化的制约．地质学报，74（4）：313～323
张传林，杨瑞东，朱立华等．1999. 西秦岭元古界的发现及其地质意义．地层学杂志，23（3）：212～216
张传林，杨志华．1999. 南秦岭"勉略洋"是否存在？．地质构造学刊，17（2）：26～34
张二朋，牛道韫，霍有光等．1993. 秦巴及邻区地质—构造特征概论．北京：地质出版社，1～291
张国伟．1993. 秦岭造山带基本构造的再认识．见：IGCP 第 321 项中国工作组编．亚洲的增生．北京：地震出版社，95～99
张国伟，程顺有，郭安林等．2004. 秦岭—大别中央造山系南缘勉略古缝合带的再认识——兼论中国大陆主体的拼合．地质通报，23（9～10）：846～853
张国伟，董云鹏，赖绍聪等．2003. 秦岭—大别造山带南缘勉略构造带．中国科学（D辑），33（12）：1121～1135
张国伟，郭安林，姚安平．2004. 中国大陆构造中的西秦岭—松潘大陆构造结．地学前缘，11（3）：23～32
张国伟，梅志超，周鼎武等．1988. 秦岭造山带的形成及其演化．见：张国伟等著．秦岭造山带的形成及其演化．西安：西北大学出版社，1～15
张国伟，孟庆任，赖绍聪．1995. 秦岭造山带的结构构造．中国科学（B辑），25（9）：994～1003
张国伟，孟庆任，于在平等．1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征．中国科学（D辑），26（3）：193～200
张国伟，张本仁，袁学诚等．2001. 秦岭造山带与大陆动力学．北京：科学出版社，1～855
张国伟，张宗清，董云鹏．1995. 秦岭造山带主要构造岩石地层单元的构造性质及其大地构造意义．岩石学报，11（2）：101～114
张国伟，周鼎武．1990. 秦岭杂岩与秦岭造山带．见：刘国惠，张寿广主编．秦岭—大巴山地质论文集（一）．北京：中国科学技术出版社，11～24
张旗，钱清，王焰．1999. 造山带火成岩地球化学研究．地学前缘，6（3）：113～120
张旗，肖序常．1995. 中国蛇绿岩研究概述．岩石学报，11（增刊）：1～9
张旗，张魁武，李达周．1992. 横断山区镁铁—超镁铁质岩．北京科学出版社：1～216
张旗，张魁武，李达周等．1988. 云南新平县双沟蛇绿岩的初步研究．岩石学报，4：37～48
张旗，张宗清，孙勇等．1995. 陕西商县—丹凤地区丹凤群变质玄武岩的微量元素和同位素地球化学．岩石学报，11（1）：43～54
张旗，周德进，赵大千等．1996. 滇西古特提斯造山带的威尔逊旋回：岩浆活动记录和深部过程讨论．岩石学报，12（1）：17～28
张旗，周国庆．2001. 中国蛇绿岩．北京：科学出版社
张旗，周云生，李达周．1982. 西藏日喀则白朗地区蛇绿岩中的席状岩墙群．见：中国科学院地质研究所主编．岩石学研究（1）．北京：地质出版社，65～80

张旗．1996. 蛇绿岩及地球动力学论文集．北京：地质出版社
张文佑．1957. 秦岭构造—岩相带的初步认识．地质知识，(3)：1～4
张招崇，王福生，范蔚茗等．2001. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论．岩石矿物学杂志，20 (3)：239～246
张宗清，唐索寒，王进辉等．1996. 秦岭蛇绿岩的年龄：同位素年代学和古生物证据、矛盾及其理解．见张旗主编．蛇绿岩与地球动力学研究．北京：地质出版社，146～149
张宗清，张国伟，付国民等．1996. 秦岭变质地层年龄及其构造意义．中国科学（D辑），26 (3)：216～222
张宗清，张国伟，唐索寒等．2002. 秦岭勉略带中鞍子山麻粒岩的年龄．科学通报，47 (22)：1751～1755
章午生，陈杰．1996. 超基性岩中含铜、钴块状硫化物矿床——德尔尼铜矿成因新认识．青海国土经略，1：5～10
赵崇贺．1989. 中基性火山岩成分的AKT图解与构造环境．地质科技情报，8 (4)：1～5
赵振华，王强，熊小林．2004. 俯冲带复杂的壳幔相互作用．矿物岩石地球化学通报，23 (4)：277～284
钟大赉．1998. 滇川西部东特提斯构造与演化．北京：科学出版社，1～231
钟大赉，丁林．1993. 从三江及邻区特提斯带演化讨论冈瓦纳大陆离散与亚洲大陆增生．见：IGG第321项中国工作组编．"国际地质对比计划IGG321项"论文集．北京：地震出版社，5～8
钟大赉，吴根耀，季建清等．1998. 滇东南发现蛇绿岩．科学通报，43 (13)：1365～1370
钟建华．1997. 陕西秦岭泥盆系区域成矿大地构造演化．大地构造与成矿学，21 (3)：242～250
周德进，许荣华，沈丽璞等．1995. 滇西古特提斯构造带玄武岩Dupal异常．地球物理学进展，10 (2)：39～44
朱炳泉．1998. 壳幔化学不均一性与块体地球化学边界研究．地学前缘，5 (1～2)：72～82
左国朝．1984. 西秦岭泥盆纪构造-建造及其地壳演化．甘肃地质，(2)：99～110
Atherton M P，Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature，362：144～146
Barnes C G，Petersen S W，Kistler et al. 1996. Source and tectonic implication of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains. Contribution to Mineralogy and Petrology，123：40～60
Beate B，Monzier M，Spikings R et al. 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to fiat subduction in Southern Ecuador：the Quimsaeoeha-oleanic center. Earth and planetary Science Letters，192：499～508
Beccaluva L. 1980. Petrology of northern Apennine ophiolites and composition with other tethyan ophiolites. In：Ophiolites (Panayiotou A eds.)，Proc. Int. Ophiolites Symp.，Nicosia，Geol. Sury. Dep.，313～337
Bian Q T，Li D H，Pospelov I et al. 2004. Age，geochemistry and tectonic setting of Buqingshan ophiolites，North Qinghai-Tibet Plateau，China. J Asian Earth Sci，23：577～596
Bird P. 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. Journal of Geophysics Research，83：4975～4987
Carmichael I S E，Tuner F J，Verhoogen J. 1974. Igneous petrology. New York：McGraw-Hill，1～80
Chen L，Sun Y，Pei X Z et al. 2001. Northernmost paleo-tethyan oceanic basin in Tibet：geochronological evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ age dating of Dur'ngoi ophiolite. Chinese Science Bulletin，46 (5)：424～426
Chung S L，Liu D Y，Ji J Q et al. 2003. Adakites from continental collisional zones：Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. Geology，31 (11)：1021～1024
Coish R A，Hickey R，Frey F A. 1982. Rare earth element geochemistry of the Betts Cove ophiolite，Newfoundland：complexities in ophiolite formation. Geochim Cosmochim Acta，46：2117～2134

Coleman R G. 1977. Ophiolites. Berlin: Springer-Verlag

Coleman R G. 1981. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. J. Geophys. Res., 86: 2497~2508

Coleman R G. 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle perdotites along continental edges. J. Geophys. Res., 76: 1212~1222

Condie K C. 2001. Mantle Plumes and Their Record in Earth History. London: Combridge University Press

Condie K C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary: identification and significance. Lithos, 23: 1~18

Condie K C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts? . Lithos, 80: 33~44

Coward M P, Dewey J F, Hancock P L. 1987. Continental extensional tectonic. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 28: 637

Cox K G, Hawkesworth C J. 1985. Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, Westerrn Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. J. Petrol., 26: 77~355

Crawford A R. 1979. Gondwanaland and Pakistan Region. In: Abul Furab & Dejong K A eds. Geodynamics of Pakistan Region. Geol. survev of Pakistan Quetta, 103~110

Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted litho-sphere. Nature, 347: 662~665

Dewey J F, Bird J M. 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. J. Geophys. Res., 76: 3179~3206

Dewey J F. 1988. Extensional collapse of origens. Tectonics, 7: 1123~1140

Dick H J B, Bullen T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type periodotites and spatially associated lavas. Contrib. Mineral. Petrol., 86: 54~76

Dickinson W R. 1971. Plate tectonics in Geologic history. Science, 174: 107~113

Dmitrive L V, Sobolev A V, Reisner M G. 1989. Quenched glasses of TOR: petrochemical classification and distribution in Atlantic and Pacific oceans. Abstracts of 28th International Geological Congress, I: 399

Dong Y P, Zhang G W, Lai S C et al. 1999. An ophiolitic tectonic mélange first discovered in Huashan area, south margin of Qinling orogenic belt, and its tectonic implications. Science in China (Series D), 42 (3): 292~302

Drommond M S, Defant M J. 1990. A model for irondhjemite-toitalits-dacite genesis and crostal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. J. Geophys. Res., 95 (B13): 21503~21521

Dupre B, Allegre C J. 1983. Pb-Sr isotopic variation in Indian Ocean basalt and mixing pheomena. Nature, 303: 142~146

Dupuis C, Hebert R, Dubois V et al. 2005. Petrology and geochemistry of mafic rocks from mélange and flysch units adjacent to the Yarlung Zangbo Suture Zone, southern Tibet. Chemical Geology, 214: 287~308

Elthon D. 1991. Geochemical evidence for formation of the bay of islands ophiolite above a subduction zone. Nature, 354 (6349): 140~143

Ewart A, Hawkesworth C J. 1987. The pleistocene-recent Tonga-Kermadec arc lavas: interpretation of new isotopic and rare earth data in terms of a depleted mantle source model. J. Petrol., 28: 495~530

Fang F Q, Feng Q L, Zhang S H et al. 1998. Paleo-Tethys evolution recorded in the Changning-Menglian Belt, western Yunnan, China. Geodynamical, 326: 275~282

Fraucalanci L, Taylor S R, McCulloch M T et al. 1993. Geochemical and isotopic Variations in the calc-alkaline rocks of Aeolian arc, Southern Tyrrhenian Sea, Italy: constrains on magma genesis. Contrib. Mineral Petrol, 113: 300~313

Frey F A, Green D H. 1974. The mineralogy, Geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. Geochim Cosmochim Acta, 38: 1023~1059

Frey F A. 1982. Rare earth element abundances in upper mantle rocks. In: Rare earth element geochemistry (Henderson P eds.) . Amsterdam: Elsevier, 80~116

Gao S, Liu X M, Yuan H L. 2002. Determination of forty two major and trace element in USGS and NIST SRM glasses by laser ablation inducitely coupled plasma-mass spectrometry. Geostandards Newsletter, 26 (2): 181~195

Garrison J M, Davidson J P. 2003. Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. Geology, 31: 565~568

Gill J B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. New York: Springer-Verlag Press

Gillis K M, Thompson G. 1993. Metabasalts from the Mid-Atlantic Ridge: new insights into hydrothermal systems in slow-spreading crust. Contrib. Mineral Petrol. , 113: 502~523

Green D H, Hibberson W O, Jaques A L. 1979. Petrogenesis of mid-ocean basalts. In: The Earth: its origin, structure and evolution, McElhinny W H (eds) . London: Academic Press: 99~265

Gutscher M A, Maury R C, Eissen J P et al. 1999. Can slab melting be caused by flat subduction? Geology, 28 (6): 535~538

Hamilton W B. 1995. Subduction system and magmatism. In: Volcanism Associated with Extension at consuming Plate margins. Smellie, J. L. (ed), Geol. Soc. Sec. publ, 81: 3~28

Hart S R A. 1984. large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. Nature, 309: 753~757

Henderson P. 1984. Rare earth element geochemistry. Elsevier Science Publishers, 103~106

Henderson P. 1982. Inorganic geochemistry. London: Oxford Pergamon Press

Herge J M, Peate D W, Hawkesworth C J. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. Earth Planet Sei Lett, 105: 134~148

Herzberg C, O' Hara M J. 1998. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites and komatiites. Earth Sciences Reviews, 44: 39~79

Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. Nature, 385 (16): 219~229

Hole M J, Saunders A D, Marriner G F et al. 1984. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin Ce-anomalous basalts from the Mariana Island. J. Geol. Soc. Lond. , 141: 72~453

Holm P E. 1985. The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hydromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andestes. Chem. Geol. , 51: 302~323

Hoskin P W O, Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar J M, Hoskin P W O, eds. Reviews in Mineralogy and Geochemistry (Zircon), 53: 27~62

Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M et al. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 220: 139~155

Hsu S K, Wang Q, Li J et al. 1987. Tectonic evolution of Qinling mountains, China. Eclogae Geol. Helv. , 80: 735~752

Hughes C J. 1982. Igneous petrology. New York: Elservier Press, 1~120

Irvine T N. 1975. Olivine-pyroxene-plagioclase relations in the system Mg_2SiO_4-$CaAl_2Si_2O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2 and their bearing on the differentiation of stratiform intrusions. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 74: 492~500

Jakes P, White A J R. 1972 . Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas . Bull.

Geol. Soc. Am., 83: 29～40

Johnson K T, Kushiro I. 1992. Segregation of high pressure partial melts from peridotite using aggregates of diamond: a new experimental approach. Geophys. Res. Lett., 19: 1703～1706

Jonathan C. 2000. Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung-Zangbosuture (southern Tibet). Earth and Planetary Science Letters, 183: 231～244

Jung S, Masberg P. 1998. Major and trace-element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic rocks from the Vogelsberg (central Germany): Constraints on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 86 (1～4): 151～177

Kay R W, Hubbard N J. 1978. Trace elements in ocean ridge basalts. Earth and Planet. Sci. Lett., 38: 95～116

Kay R W. 1984. Elemental abundances relevant to identification of magma sources. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A310: 535～547

Khana S D, Flower M F J, Sultan M I et al. 2006. Introduction to Tethy-San interdisciplinary GIS database for studying continental collisions. Journal of Asian Earth Sciences, 26: 613～625

Kroner A, Zhang G W, Sun Y. 1993. Granulites in the Tongbei area, Qinling belt, China: Geochemistry, petrology, single zircon geochronology and implications for the tectonic evolution of Eastern Asia. Tectonics, 12 (1): 245～255

Kushiro I. 1972. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. J. Petrol., 13: 34～311

Lai S C, Li S Z. 2001. Geochemistry of volcanic rocks from Wuliba in the Mianlue suture zone, southern Qinling. Scientia Geologica Sinica, 10 (3): 169～180

Lai S C, Zhang G W, Dong Y P et al. 2004. Geochemistry and regional distribution of the ophiolites and associated volcanics in Mianlue suture, Qinling-Dabie Mountains. Science in China (Series D), 47 (4): 289～299

Lai S C, Zhang G W, Yang R Y. 2000. Identification of the island-arc magmatic zone in the Lianghe-Raofeng-Wuliba area, south Qinling and its tectonic significance. Science in China (Series D), 43 (Supp.): 69～81

Lai S C, Zhang G W. 1996. Geochemical features of ophiolite in Mianxian—Lueyang suture zone, Qinling orogenic belt. Journal of China University of Geosciences, 7 (2): 165～172

Lai S C, Zhang G W, Pei X Z et al. 2004. Geochemistry of the ophiolite and oceanic island volcanic rock in the Kangxian-Pipasi-Nanping tectonic melange zone, southern Qinling and their tectonic significance. Science in China (Series D), 47 (2): 128～137

Le Bas M J. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Petrol, 27: 745～750

Le Maitre R W. 1976. Some problems of the projection of chemical data in to mineralogical classifica-Tions. Contrib to Mineral and Petrol, 56: 23～77

Le Maitre R W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. J. Petrology, 17: 15～35

Li J Y, Wang Z Q, Zhao M. 1999. $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronological constraints on the timing of collisional orogeny in the Mian-Lue collision belt, southern Qinling Mountains. Acta Geologica Sinica, 73 (2): 208～215

Li S G, Hou Z H, Yang Y C et al. 2004. Timing and geochemical characters of the Sanchazi magmatic arc in Mianlue tectonic zone, south Qinling. Science in China (Ser. D), 47 (4): 317～328

Li Z N, Liu X H. 1991. The geological and geochemical evolution of Cenozoic volcanism in the central and southern feldes Peninsula, King George island. Geological Evolution of Antarctica Cambridge: Combridge University Press, 487～491

Marlina A E, John F. 1999. Geochemical response to varying tectonic settings: An example from southern Sulawesi (Indonesia) . Geochimica et Cosmochimica Acta, 63 (7/8): 1155～1172

Martin H, Smithies R H, Rapp R et al. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 79: 1～24

Martin H. 1999. The adakitic magmas: Modern analogue of Archean granotoids. Lithos, 46: 411～429

Maruyama S. 1994. Plume tectonics. J Ceol Soc Japan, 100: 24～49

Mattauer M, Matte P, Malavieille J et al. 1985. Tectonics of the Qinling belt: build up and evolution of eastern Asia. Nature, 317: 496～500

Mattern F, Schneider W. 2000. Suturing of the Proto-and Paleo-ethys oceans in the western Kunlun (Xinjiang, China) . Journal of Asian Earth Sciences, 18: 637～650

McDonugh W F, McCulloch M T, Sun S S. 1985. Isotopic and geochemical systematics in Tertiary-Recent basalts from south-astern Australia and implications for the evolution of the subcontinental lithosphere. Geochem. Cosmochin. Acta. , 49: 2051～2067

Melson W G, Vallier T L, Wright T L. 1976. Chemical diversity of of abyssal volcanic glass erupted along Paccific, Atantic and Indian Ocean sea-floor spreading centers, In the geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margin. Washington D C, Am. Geophys. Union, 351～367

Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean Basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr -Y diagram. Chem Geol. , 56: 207～218

Middlemost E. 1997. Magmas, rocks and planetary development. London: Longman Press

Miyashiro A. 1975. Classification characteristics and origin of ophiolites. J . Geol, 20: 335～343

Miyashiro A. 1977. Subduction-zone ophiolites and island-arc ophiolites. Energetics of Geodynamic Processes, 188～213

Mo X, Lu F, Deng J. 1991. Volcanism in San jiang Tethyan orogenic belt: New facts and concepts. Jour of China University of Geoscineces, 2 (1): 58～74

Moores E M. 1982. Origin and emplacement of ophiolites. Rev. Geophys. Space Phys. , 20: 735～760

Muir R J, Weaver S D, Bradshaw J D et al. 1995. The Cretaceous separation point batholith, New Zealand: granitiod magmas formed by melting of mafic lithosphere. Journal of Geological Society, 152: 689～701

Nicholls J A, Ringwood A E. 1973. Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production Silica-saturated magma in the island-arc environment. J. Geol, 81: 285～300

O'Hara M J. 1968. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural system on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. Earth-Sci. Res. , 4 (2): 69～113

Peacock S M, Rusher T, Thompson A B. 1994. Partial melting of the subducting oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 121: 224～227

Pearce J A . 1982. Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries . in Thorpe R S ed. Andesites: Orogenic andesites and related rocks . Chichester: Wiley, 525～548

Pearce J A, Cann J R. 1973. Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth Planet . Sci, Lett, 19: 290～300

Pearce J A. 1984. A "users guide" to basalt discrimination diagrams. Overseas Geology, (4): 1～13

Pearce J A. 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: Panayiotou, A. (Ed.), Proc. Internat. Ophiolite Symp. , Cyprus, Geol. Surv. Dept, Nicosia, Cy-

prus. 261～272

Pearce J A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. Tectonophysics, 25: 41～67

Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R S ed. Andesites. Orogenic Andesites and Related Rocks. Chichester: Wiley, 525～540

Pearce J A. 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. Continental Basalts and Mantle Xenoliths (Hawhesworth et al. eds) . Nantwish Shiva, 230～249

Pearce J A. 1996. A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (Ed.), Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration: Geochem. Short Course Notes-Geol. Assoc. Can. , 12: 79～113

Pearce N J G, Perkins W T, Westgate J A. 1997. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM610 and NIST SRM 612 glass reference materials. Geostand Newsl, 21: 115～144

Petford N, Atherton M. 1996. . Na-rich partial melt from newly underplated basaltic crust: the Cordmera Blanca Batholith. Peru. Joumal of Perology, 37: 491～521

Powell C M, Conaghan P G. 1973. Plate tectonic and the Himalayas. Earth Planet. Sci. Lett. , 20: 1～12

Prouteau G, Scaillet B, Pichavant M et al. 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. Nature, 410: 197～200

Rapp R P, Shimizu N, Norman MD et al. 1999. Reaction between slab-dedved melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3. 8 GPa. Chemical Geology, I 60: 335～356

Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration mehing of metabasah at 8-32kpar: implications for continental growth and crust mantle recycling. Journal of Petrology, 36: 891～931

Rapp R P, Xiao L, Shimizu N. 2002. Experimental constraintson the origin of potassium-rich adakites in eastern China. Acta Petrologica Sinica, 18: 293～302

Reischmannn T, Altenberger U, Kroner A. 1990. Mechanism and time of deformation and metamorphism of mylonitic orthogenisses from the Shagou Shear Zone, Qinling belt, China. Tectono-Physics, 185: 91～109

Rogers N W. 1992. Potassic magmatism as a key to trace-element enrichment processes in the upper mantle. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 50 (1～2): 85～99

Sajona F G, Maury R C, Bellon H et al. 1993. Initiation of subduction and the generation of slab melts in westem and eastern Mindanao Philippines. Geology, 21: 1017～1010

Saunders A D, Tarney J. 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: Marginal basin geology: volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins (Kokelear B P and Howells M F eds.) . Geol. Soc. Lond. Sp. Publ. , 16: 59～76

Saunders A D. 1984. The rare earth element characteristics of igneous rocks from Ocean basins. In: Henderson. Rare element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 205～236

Schilling J G, Zajac M, Evans R et al. 1983. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 27· N to 73· N. Am. J. Sci, 283: 510～586

Sen C, Dunn T. 1995. Experimental modal metasomtism of a spinel lherzolite and the production of amphibole bearing peridotite. Contributions to Mineralogy an d Petrology, 119: 394～409

Sengor A M C. 1985. East Asia Tectonic Collage. Nature, 18: 16～17

Sengor A M C. 1989. The Tethyside orogenic system: An introduction. In: Sengor A M C (ed), Tectonic

Evolution of the Tethyan Regions. Istanbul Technical University Faculty of Mines, 1～22

Sengor A M C. 1990. Plate Tectonic and Orogenic Research after 25 years: A Tethyan perspective. Earth-Science Reviews, 27, 1～201

Smith D P, Busby C J. 1993. Middle cretaceous crutal extension recorded in deep-marine half-graben fill, Cedros Island, Mexico. Bull. Geol. Soc. Am., 105: 547～562

Stöcklin J. 1983. Himalayan orogeny and Earth exxoansion: expanding Earth Symposium. Sydey, 119～130

Stosch H G, Carlson R W, Lugmuir G W. 1980. Episodic mantle differentiation: Nd and Sr isotopic evidence. Earth Planet. Sci. Lett., 47: 71～213

Sun S S. 1980. Lead isotopic stuty of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. hil Trans. R. Soc. Lond, 97: 409～445

Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: Magmatism in the Ocean Basin (ed. by Saunders A D, Norry M J). Geol. Soc. Special Publ., 42: 313～345

Sun S S, Nesbitt R W. 1977. Chemical heterogeneity of the Archean mantle: composition of the earth And mantle. Earth Planet. Sci. Lett, 35: 429～448

Sun S S, Nesbitt R W, McCulloch M T. 1989. hemistry and petrogensis of Archean and early Proterozoic siliceous high-magnesian basalts. Crawford A J. Boninites. London: Academic Division of Unwin Hvman Ltd, 149～173

Tatsumi Y, Eggins S. 1995. Subduction zone magmatism. The United States of America: Blackwell Science Press

Tatsumi Y, Furukawa Y, Yamashita S. 1994. Thermal and geochemical evolution of the mantle wedge in the NE Japan arc. I: contribution from experimental petrology. J. Geophys. Res., 38: 112～157

Taylor S R, Rudnick R L, Melennan S M. 1986. Rare earth elements patterns. in Archean high-grade metasediments and their tectonic significance. Geochim Cosmochim Acta, 50: 2267～2279

Thompson J B. 1982. Composition space: an algebraic and geometric approach. In J. M. Ferry (ed). Characterization of metamorphism through mineral Eqilibria, 1～13

Treuil M, Joron J L. 1975. Utilisaation des elements hygromagmatophyles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques: exemples de la far et de la dorsale medioatlantique. Soc. Its. Mineral Petrol., 131: 125～174

Walker J A, Carr M J, Feigenson M D. 1990. The petrogenetic significance of interstratified high-and low-Ti basalts in Central Nicaragua. Journal of Petrology, 31 (5): 1141～1164

Wang Q, McDermott F, Xu J F et al. 2005. Cenezoic K-rich adakitic volcanic rock in the Hohxil area, northern Tibet: Lower-crustal melting in an intracontinental setting. Geology, 33 (6): 465～468

Wasson J T. 1985. Meteorites: their record of early solar system history. New York: Freeman Publishing Company, 47～67

Weaver B L. 1991. The origin of island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. Earth Planet. Sci. Lett, 104: 381～397

Weis D, Frey F A, Saunders A. 1991. Ninetyeast ridge (Indian ocean): a 5000 km record of a Dupal mantle plume. Geology, 19: 99～102

Whinchester J A, Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differention products using immobile elements. Chem. Geol, 20: 325～343

Wilson M. 1989. Igneous petrogenesis. London: Unwin Hyman, 1～466

Winchester J A, Floyd P A. 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and meta-

morphosed igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett, 28: 459～469

Winchester J A, Floyd P A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immorbile elements. Chem. Geol. , 20: 325～343

Winter J D. 2001. An introduction to igneous and metamorphic rocks. Amsterdam: Elsevier Press

Wood B J, Fraser D G. 1976. Elementary thermodynamics for geologists. London: Oxford University Press

Wood D A, Tarney A J, Saunders A D et al. 1979. Geochemistry of basalts drilled in the north Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity. Earth Planet Sci. Lett, 42: 77～97

Wood D A, Joron J L, Treuil M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminated between magma series erupted in the different tectonic setting . Earth. Planet . Sci. Lett, 45: 326～336

Wood D A. 1979. A variably veined suboceanic upper mantle genetic significance for mid-ocean ridge basalt from geochemical evidence. Geology, 7: 499～503

Xu J F, Paterno R C. 2004. Geochemical and Nd-Pb isotopic characteristics of the Tethyan asthenosphere: implications for the origin of the Indian Ocean mantle domain . Tectonophysics, 393: 9～27

Xu J F, Wang Q, Yu X Y. 2000. Geochemistry of high-Mg andesites and adakitic andesite from the Sanchazi block of the Mian-Lue ophiolitic melange in the Qinling Mountains, central China: Evidence of partial melting of the subducted Paleo-Tethyan crust. Geochemical Journal, 34: 359 ～377

Xu J, Shinjo R, Defent M J et al. 2002. Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: Partial melting of delaminated lower continental mantle crust. Geology, 30 (12): 1111～1114

Yang J S, Robinson P T, Jiang C F et al. 1996. Ophiolites of the Kunlun Mountains, China and their tectonic implications. Tectonophy, 258: 215～231

Yogodzinski G M, Kay R W, Volynets O N et al. 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implication for the slab melting and processes in the mantle wedge. Geological Society of American Bulletin, 107: 505～519

Zhang G W, Meng Q R, Lai S C. 1995. Tectonics and structure of Qinling orogenic belt. Science in China (Series B), 38 (11): 1379～1394

ABSTRACT

The Mianlue tectonic zone has been recently identified as an ophiolitic tectonic mélange zone on the southern margin of the Qinling Belt. The mélange zone, stretching from east to west in the Mianxian-Lueyang region, represents a newly recognized Mianlue ophiolitic complex which is quite different from the Shangdan ophiolite cropping out in the area between the North and South Qinling in terms of age and composition. This book is to present results of geochemical studies carried out on the ophiolites and associated volcanics in the last 10 years and discuss some significant implications from the studies for the evolution of the Mianlue suture.

Geochemical features of ophiolites and associated volcanics

Tectonically located in the Tethyan tectonic region, the Mianlue paleo-ocean basin characterized by the east paleo-Tethys tectonics of multi-blocks and initial-limited ocean basins marks the final collision zone of the North and South China blocks during the Indosinian. To the west, the Mianlue paleo-ocean extends from Mianxian-Lueyang-Kangxian-Pipasi-Nanping to the westernmost part of A'nyemaqen Derni area, while to the east, from Mianxian-Bashan arcuate-Huashan to the Susong-Qingshuihe area of the south Dabie Mountains. The detailed geochemistry, rock assemblages and tectonic settings of the ophiolites and associated volcanics currently distributed as remains in the different areas will be present and discussed below.

A'nyemaqen Derni oceanic crust ophiolite

The Derni ophiolite is identified to be the oceanic ridge ophiolite. Its rock assemblage includes meta-peridotite, pyroxeneite, gabbro, meta-basalt, radiolaria-bearing silicalite and radiolaria-bearing argillite. The meta-basalts that belong to the N-MORB type do not have an obvious elemental fractionation of Zr to Cr and exhibit Ba enrichment and LREE, K and Ta depletion. Their $(La/Yb)_N$ have a mean value of 0.45 and no remarkable Eu anomaly, indicating that the rocks originated from a depleted asthenosphere mantle source. Also, the basalts have a

$^{40}Ar/^{39}Ar$ whole-rock plateau age of (345.3±7.9) Ma and a Sm-Nd isochron age of (336.6±7.1) Ma.

Nanping-Pipasi-Kangxian oceanic crust ophiolites and oceanic island basalts

The Nanping-Pipasi-Kangxian tectonic zone is a complicated mélange containing tectonic slabs of different origins. Inside the zone, ophiolite, oceanic island tholeiite and alkaline basalt have been identified. The ophiolites observed in Pipasi area show the $(La/Yb)_N$ ratios of 0.65—0.97, a δEu of 0.95 (mean value), Ti/V=22.5—32.5, Th/Ta=0.93—1.22, Th/Y=0.003—0.007 and Ta/Yb=0.04—0.06. All these are consistent with those of typical MORB deriving from a depleted asthenosphere mantle. Thus, the ophiolites represent a product of a typical mid ocean ridge tectonic setting and also imply a vanished paleo-ocean in this region.

The oceanic island tholeiite exhibits $(La/Yb)_N$ = 1.85 — 5.71 and δEu = 0.84—1.19 (mean value is 0.94). The alkaline basalt has strong LREE enrichment, $(La/Yb)_N$ ratios of 9.14—19.80 (mean value is 14.71) and δEu of 0.84—1.03 (mean value is 0.93). A close association of the identified OIB-type basalts and MORB-type basalts (genuine component of oceanic crust ophiolite) has been found in the field. For example, in Pipasi area, the MORB-type basalt slabs are interlayered with the OIB-type basalt slabs. This indicates that the OIB-type basalts distributed in the Kangxian-Pipasi-Nanping portion are products of magmatism within oceanic crust plate.

Lueyang-Mianxian ophiolitic complex

Slabs of oceanic crust ophiolite, island arc volcanic rocks and bimodal volcanic rock association have been identified in this region. Ultrabasic rocks in this region include harzburgite and dunite which exhibit LREE depletion with remarkable positive Eu anomaly. The diabase dike swarm shows LREE enrichment. Volcanic rocks can be divided into three groups. The first is MORB-type basalt with LREE depletion. Its Ti/V, Th/Ta, Th/Yb, Ta/Yb indicate it originated from depleted mantle source, representing the fragments of oceanic crust. The second is bimodal volcanic rocks (e.g. the Heigouxia Slab). The third is island arc volcanic rock associations.

Zhuangke MORB-type basalt exhibits $(La/Yb)_N$ = 0.30 — 1.07, δEu = 0.84—1.13, showing LREE depletion distribution pattern. It shows Th/Yb = 0.04—0.17, Ta/Yb = 0.03—0.09, indicating that it originated from depleted

asthenosphere mantle source.

The island arc volcanic rocks are nonalkaline series and chiefly distributed in the Sanchazi, Qiaozigou and Hengxianhe areas, north to Lueyang county. The basalt is low in TiO_2 (0.68—1.07%), $(La/Yb)_N=1.84-6.59$, $\delta Eu=0.98-1.26$, Th>Ta, $Nb/La<0.6$, $Th/Ta=3-15$, $Th/Yb=0.68-2.74$, $Ta/Yb=0.10-0.84$, showing distinctive geochemical features of island arc volcanic rocks. The andesite belongs to low-middle potassium and high silicon island arc andesite. It exhibits $(La/Yb)_N=2.78-13.24$, $\delta Eu=0.85-1.02$, $Nb/La<0.63$, $Th/Ta=2.74-4.25$, $Th/Yb=0.92$, $Ta/Yb=0.22-0.34$, revealing geochemistry of typical island arc volcanic rocks.

Heigouxia bimodal volcanic rocks consist of basalt and a small amount of dacite + rhyolite, forming at rift tectonic setting. The basalt belongs to tholeiitic series, showing $Nb\approx La$, low in Rb and K, slight enrichment in LREE, indicating the basalt originated from a MORB-type mantle source. It implies that the rift had been evolved as an initial ocean basin. On the other hand, the basalt has some differences from the typical N-MORB (e. g. high in Th and Pb, which exhibiting the geochemical features of continental flood basalt). Therefore, the Heigouxia bimodal volcanic rocks should be formed in juvenile ocean basin tectonic setting (the transition stage from continental rift valley to limited ocean basin).

Anzishan ophiolitic complex consists of serpentinized peridotites and amphibolites. The serpentinized peridotites exhibit LREE strongly depleted pattern. The amphibolites belong to tholeiitic series, exhibiting LREE depletion and LREE slight enrichment distribution patterns. The LREE depleted rocks show distinctive geochemical features of N-MORB, originated from a depleted oceanic mantle source. The mafic granulite from Anzishan area has a whole-rock Sm-Nd isochron age of (206±55) Ma and a biotite $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau age of (199.7±1.7) Ma. The ages are related to collision between Yangtze and south Qinling, indicating the final amalgamation of Yangtze and south Qinling and the ages are consistent with or close to those of the granulite from Foping area.

Bashan arcuate island arc magmatic zone

Detailed studies indicate that a typical island arc magmatic zone exists in the Lianghe-Raofeng-Wuliba area of south Qinling. This is characterized by continental marginal andesite and bimodal volcanic rocks which were formed in a rift environment within an oceanic island arc. Volcanic rocks belong to subalkaline series.

Basalt from Lianghe exhibits $(La/Yb)_N=$ (2.62—4.60), $\delta Eu=1.00$ (mean value). The dacitic-rhyolite shows $(La/Yb)_N=6.75$. REE features of the Wuliba bimodal volcanic rocks are very similar to those from Lianghe. Basalt exhibits $(La/Yb)_N=3.74-4.15$, $\delta Eu=1.01$ (mean value). The dacitic-rhyolite has average $(La/Yb)_N=7.92$, $\delta Eu=0.65-0.81$. The andesite from Raofeng shows $(La/Yb)_N=6.65-8.57$, $\delta Eu=0.76-0.83$, they are relatively enriched in LREE and slightly depleted in Eu. Sunjiahe basalt has $(La/Yb)_N=6.72-7.85$ and $\delta Eu\approx 1.0$ (mean value). The andesite shows $(La/Yb)_N=5.63-7.36$, $\delta Eu=0.98$.

The volcanic rocks from Lianghe and Wuliba exhibit distinctive geochemical features of depletion in Nb and Ta, indicating that they belong to island arc origin. Moreover, they are dominated by basalt and dacitic-rhyolite, their Th/Yb, Ta/Yb, Ti/Zr and Ti/Y features imply that they formed in a oceanic island arc tectonic setting. It is important that the andesite and basalt from Raofeng and Sunjiahe show Nb and Ta depletion. Their Th/Yb, Ta/Yb, Th/Ta, Nb/La, Ti/Zr and Ti/Y indicate that they formed in an active continental margin.

Huashan ophiolitic complex

The meta-basalt in Zhoujiawan area belongs to tholeiitic series. Rock has average $SiO_2=47.71\%$, $TiO_2=1.5-2.1\%$, $(La/Yb)_N=1.3-2$, $\delta Eu=1.05$, showing MORB-type REE geochemical features but LREE not exhibiting depletion. Compared with the primitive mantle, the meta-basalt shows slight depletion of Nb, Nb$<$La. In addition, it shows low in Th, $Th/Yb=0.3-0.09$, $Ta/Yb<0.16$. In Th/Yb-Ta/Yb diagram (fig. 3), samples plot in the MORB area, indicating that the basalt originated from depleted mantle of asthenosphere. However, the meta-basalt shows some differences from the typical N-MORB. For instance, it exhibits Nb$<$La, La/Ta ratio (mean value is 25.3) indicates that the element La is enrichment comparative with Ta. Its content of element Th is slight lower than the typical N-MORB. And there is a slight depletion of Nb in the primitive-mantle normalized trace element patterns. All of these characteristics imply that this group of basalt represents a juvenile ocean basin tectonic setting.

Zhulinwan basalt belongs to subalkaline series. It has average $SiO_2=50.36\%$, $TiO_2=1.41-2.09\%$, slight enrichment in LREE, $(La/Yb)_N=1.64$ (mean value). It exhibits Ba and Th enrichment but Ce, Zr, Hf, Sm, Y, Yb have not differentiation, indicating that the basalt generated from MORB-type

mantle source. It implies that it formed in a juvenile ocean basin tectonic setting.

South Dabie ophiolitic complex

A new evidence indicates that the Mianlue suture extends eastward via the Bashan arcuate, to the Huashan region, and final easternmost extension to south Dabie Mountains.

Ultrabasic rock slabs have been identified in the Erlanghe area, north to Susong county. And gabbro, pyroxenite, andesite tectonic slabs have been identified at the Qingshuihe area, in the main boundary fault of south Dabie and its adjacent area. In addition, there exists bimodal volcanic rock slab in the Xishui-Lanxi area. Erlanghe ultrabasic rocks distribute discontinuously more than 10km long, inter-growing with amphibolite and metamorphism diabase dike swarm. Ultrabasic rocks show SiO_2 = 37.78－48.49%, MgO＝28.12－38.39%, belonging to magnesian ultrabasic rock. The amphibolite and metamorphism diabase dike swarm belong to tholeiitic series. They exhibit variable SiO_2, high in TiO_2 (1.33－3.10%, mean value is 1.94%), difference from the island arc basalt but similar to MORB-type basalt.

The amphibolite of Lanxi bimodal volcanic rocks is very similar to Heigouxia bimodal volcanic rocks, showing distinctive geochemical features of depleted mantle source origin, indicating that it formed in a juvenile ocean basin tectonic setting. Qingshuihe gabbro-pyroxenite belong to accumulative gabbro association, originated from depleted mantle of asthenosphere. And the Qingshuihe andesite is similar to Sanchazi island arc andesite distributed in Mianxian-Lueyang area. It exhibits obviously Nb and Ta depletion, which should be formed in an active continental margin. Detail chronology about the south Dabie ophiolitic complex has not achieved, but a zircon U-Pb age of (401±28) Ma has been obtained. This age is about Early-Devonian period. Therefore, the ophiolitic complex distributed in Susong-Qingshuihe area might be the easternmost segment of Mianlue suture. But this question needs further research.

Summarily, the ophiolites and associated volcanics distributed in different segments of the Mianlue suture from west to east exhibit obviously evolutionary pattern.

Formation age of the Mianlue paleo-ocean basin

In the Mianlue suture, besides the ophiolites and associated volcanics represen-

ting an existence of the oceanic crust, the Devonian deep-water turbidites have been found. The development of the turbidites suggests that the Mianlue ocean basin was open during the Devonian. In addition, the well-preserved Early Carboniferous radiolaria was discovered from siliceous rock closely associated with ophiolites near Sanchazi and Shijiazhuang villages, Lueyang county. All these together indicate that during the Middle Paleozoic, the Mianlue ocean basin was initiated as a northern branch of the eastern paleo-Tethys. A number of isotopic ages have been obtained from different rock types in the region. The metamorphosed volcanic rocks developed in the Heigouxia area gave rise a Sm-Nd whole-rock isochron age of (242 ± 21) Ma and a Rb-Sr whole-rock isochron age of (221 ± 13) Ma, suggesting that the Mianlue paleo-ocean basin was closed in the Triassic period. The same rock type distributed in the Wenjiagou and Henxianhe areas yielded $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau ages of (226.9 ± 0.9) Ma and (219.5 ± 1.4) Ma, which are similar to the above ages. The Zhuangke MORB-type basalts have whole-rock Rb-Sr isochron age and $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau age of 286—197Ma, and the radiolaria-bearing silicalite from the Sanchazi area gave whole-rock Sm-Nd isochron ages of 326—344Ma. The mafic granulites, part of the ophiolites, from the Anzishan area have ages ranging from 199.7 Ma to 206Ma (whole-rock Sm-Nd isochron age and $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau), which are similar to the U-Pb and Sm-Nd ages of 212—197 Ma from the Foping granulites area. The age information is in regard to the emplacement of the ophiolites and collision between the Yangtze and the south Qinling belt and also indicates the final amalgamation of the Yangtze and south Qinling belt. In addition, the I-type granites distributed in the area north to the Mianxian-Lueyang tectonic melange zone yielded zircon U-Pb ages of 205—225Ma, which imply that the Mianlue paleo-ocean basin was open during the Devonian, and closed in the Triassic period. The major expending and formation episode of the ocean mainly occurred during the Carboniferous—Permian period.

In the west portion of the Mianlue suture, a 345Ma $^{40}Ar/^{39}Ar$ plateau age and a 320Ma Sm—Nd whole-rock isochron age have been obtained from ophiolites (MORB-type basalt) in the Derni oceanic crust, which represent the formation age of the Derni ophiolites and are basically in agreement with the evidence of the Carboniferous — Permian fossils discovered in this area. Moreover, Late D evonian—Carboniferous radiolaria found in the Longkang area belonging to the Nanping-Pipasi-Kangxian ophiolitic tectonic melange zone also confirmed the ages of Derni ophiolite. As to the formation age of the Huashan ophiolites, although

now there is no age data, we argue that the ocean basin could develop in the Late Hercynian to Early Indo-China epoch, based on the existence of the Permian—Triassic stratigraphic blocks involved in the ophiolitic complex and the Cretaceous red beds overlying the complex. Radiolarian fossils have been identified from the intercalated mudstone and silicalite in the upper, middle and lower sections of the Sunjiahe volcanic formation and that determined their age to be the Upper Devonian—Lower Carboniferous.

It is noted that the Mianlue suture is a complicated tectonic melange containing slabs of ophiolites, island arc volcanic rocks, oceanic island basalts and some old blocks from the ancient crystalline basement. As a result of the complexity, the geochronological study for the suture, to some degree, became fairly difficult. In fact, besides some 350—200Ma age data obtained from the ophiolitic complex and high pressure metamorphic rocks in the suture, other 800—1000Ma age numbers have also been determined from the old crystalline basement slabs. On the other hand, the uncertainty derived from both geochronological experiment and data interpretation may enhance the complexity. For example, the zircons selected from plagiogranite in the Miaxian-Lueyang ophiolitic complex gave rise two distinctive U-Pb ages of (926±10) Ma and 300±81Ma. Among the ages, one can be interpreted as an inherited zircon age and the other can be a crystalline zircon age. The latter [(300±81) Ma], thus, represents the formation age of the ophiolites and obviously exhibits identical to the evidence of Carboniferous—Permian fossils identified in the silicalite interlayered with basic volcanic rocks.

Based on the isotopic ages (350—200Ma) obtained from the ophiolites, island arc volcanic rocks, high pressure metamorphic rocks and more important, the formation ages dated from the fossils that are associated with the ophiolites and found from the east to the west in the Miaxian-Lueyang ophiolitic complex (Devonian-Carboniferous-Permian period), it can be inferred that the Mianlue paleo-ocean basin was open initially during Devonian, formed and expended mainly during Carboniferous—Permian period. Relative to the above-mentioned Paleozoic ages, all of the Triassic ages that were unexceptionally obtained from the meta-basalts and/or high pressure metamorphosed rocks basically represent a bunch of collision-caused metamorphic ages. These ages can meaningfully indicate that the Mianlue ocean basin could disappear by the Triassic and an orogenic metamorphism commenced then. Of course, the 800—1000Ma age data coming out from the Mianlue suture means an old and complicated history prior to the

formation of Mianlue ocean basin.

Regional evolution of the Mianlue paleo-ocean basin

Reconstruction of a paleo-ocean basin and its scale determination have been a multidisciplinary study subject and a quite controversial issue. The approach taken from petrological and geochemical studies of ophiolite, petrotectonic assemblage and rock type has been proved to be significance mean for scale determination of a paleo-ocean basin and analysis of its nature. This study discriminates the Mianlue ocean basin as a juvenile ocean basin and a limited ocean basin, according to the petrotectonic assemblages featured by the bimodal volcanic rocks, MORB-type basalts and LREE strongly depleted N-MORB-type basalts. As indicated by previous studies of the paleo-Tethys, the paleo-Tethys basin was dominated by two types of ocean basin: juvenile ocean basin and limited ocean basin. It is obvious that this study has resulted in the same conclusion.

Existence of the Xishui-Lanxi bimodal volcanic rocks and the Qingshuihe accumulative gabbro association with MORB geochemical features indicates that the Mianlue ocean to the south Dabie Mountains experienced a formation and evolution of a juvenile ocean basin. It is evident that to date, the typical ophiolite association (depleted N-MORB-type basalt + gabbro + diabase dike swarm + accumulative gabbro + peridotite) has not been identified from the Huashan area except LREE slight enrichment basalts. This probably suggests that the paleo-ocean basin in the east portion of the Mianlue suture was not well developed and may be dominated by a juvenile ocean basin. However, it cannot be ruled out that the intensive subduction and collision and the late stage tectonic reworking as well in the south Dabie Mountains could engulf and/or modify the ophiolites. The identification of the typical island arc magmatic system exposed in the Bashan arcuate region strongly argues that the Mianlue paleo-ocean basin in this region underwent a relatively complete process of initiation, development, evolution and termination, while absence of the paleo-oceanic crust (ophiolites) may be attributed to the intensive modification caused by the Yangpingguan-Bashan arcuate-Xiangfan-Guangji thrust from south to north in the Bashan arcuate region during the Yanshanian. The modification made the remnants of paleo-oceanic crust (the ophiolites) very hard to be exposed in the region today. In contrast, the remnants of the island arc (including oceanic island arc) volcanic rocks , were easy to be preserved in the orogenic suture due to marginal obduction and as a re-

sult, today's Bashan arcuate region is characterized by widely distributed island arc magmatic rocks and absence of remnants of paleo-oceanic crust. The Mianlue suture is well preserved in the Lueyang-Mianxian-Anzishan portion. Although the suture is less wide because of a great deal of compression, compared with the Bashan arcuate region, thrusting occurred in this portion was not as intensive as that happening there so that the tectonic slabs of different lithological origins (ophiolites, island arc volcanic rocks, bimodal volcanic rocks, sedimentary rocks, ultrabasic rocks) have been well preserved. It is noteworthy that from the Lueyang area, to the west, via the Kangxian-Pipasi-Nanping portion , the Mianlue suture possesses a completely continuous extension in terms of metamorphism, deformation and tectonic features. However, the suture is relatively narrow and its deformation is stronger in the Lueyang-Mianxian-Anzishan portion in comparison with the Kangxian-Pipasi-Nanping portion. So, this is why that the Kangxian-Pipasi-Nanping portion has well-preserved petrotectonic assemblage of the ophiolites and oceanic island basalts. The Derni ophiolites featured by typical LREE-depleted N-MORB-type basalts represent an existence of a limited ocean basin in a certain scale in A'nyemaqen area.

Summarily, from east to west the ophiolites and associated volcanics in the Mianlue suture exhibit an obvious distribution pattern. In the western and central portions, the ophiolites + oceanic island basalt + island arc volcanic rocks developed in a tectonic setting of a limited paleo-ocean basin are dominated, while in the eastern portion (from Huashan to the south Dabie), the bimodal volcanic rocks and LREE slightly enriched MORB-type basalts originating from a tectonic setting of a juvenile basin are representative. This pattern reflects a gradual weakening trend from west to east in the region for maturity degree and scale of the Mianlue ocean basin.

Conclusions

The Mianlue paleo-ocean basin expended and formed mainly during the Carboniferous- Permian period (about 350—245 Ma) . Driven by the paleo-Tethys mantle dynamics system, the Mianlue paleo-ocean basin, as a limited ocean basin formed from rifting on the northern margin of Yangtze block and became the northern branch of the eastern paleo-Tethys. The Mianlue paleo-ocean basin was initially open up during the Devonian and closed entirely in the Triassic and then evolved as an important suture marking the final position of collision between the

North and South China blocks. Consequently, the suture experienced the late reworking during the Yanshanian and Cenozoic and eventually constituted a great composite tectonic belt lying across the central China with the framework featured by southward imbricate thrusts and faults. Inside the Mianlue suture, ophiolites and associated volcanics are discontinuously distributed from east to west. The remaining oceanic crust (LREE depleted N-MORB-type basalt) is mainly exposed in the Derni, Pipasi, Zhuangke and Anzishan areas. The island-arc volcanic rocks are observed in the Lueyang-Mianxian, Bashan arcuate and south Dabie areas. The oceanic island basalts have been identified from the Nanping-Pipasi-Kangxian portion. In addition, the bimodal volcanic rocks are found in the Heigouxia, Huashan and Xishui-Lanxi areas. All of these indicate that the Mianlue paleo-ocean basin underwent a relatively complete evolution from the Devonian, through Carboniferous, to Permian. The finding of the suture zone and the paleo-ocean basin is tectonically significant in timing the collision between the North China-Qinling and Yangtze blocks and determining the formation and evolution of the Qinling orogenic belt.